



PROSPECT

Das Erscheinen einer stattlichen Reihe größerer Abhandlungen hat den hohen Aufschwung bekundet, welchen die Erdkunde in dem letzten Jahrzehnte genommen hat, und stetig mehrt sich die Zahl ausführlicher Monographien, von welchen eine jede als wichtige Bereicherung der wissenschaftlichen Geographie zu bezeichnen ist. Diese einzelnen Arbeiten sind unentbehrlich dem Forscher wie auch dem Lehrer. Allein trotzdem haben sie wenig allgemeine Verbreitung gefunden; nicht nur viele öffentliche Bibliotheken und Lehranstalten, sondern selbst zahlreiche Fachgesellschaften entbehren dieser neueren geographischen Literatur, und langsam nur verpflanzt sich das in letzterer gezeigte Ergebnis in weitere Kreise.

Die Ursache dieser Thatsache dürfte in der Art des Erscheinens jener Abhandlungen zu suchen sein. Die Mehrzahl derselben bildet Bücher von nicht gerade bedeutendem Umfange, welche an den verschiedensten Orten in der ungleichmäßigsten Ausstattung erschienen sind, und sich daher leicht neben anderweitigen literarischen Leistungen verlieren. Mehrfach ist denn auch der Wunsch laut geworden, dass geographische Fachblätter und Gesellschaften die berufenen Organe seien, derartige rein wissenschaftliche Arbeiten zu veröffentlichen.

Diesem berechtigten Wunsche stellen sich beträchtliche Hindernisse entgegen. Nur wenige Zeitschriften sind in der Lage, größere Abhandlungen zu veröffentlichen, und diese wenigen verfügen erfahrungsgemäß über ein derart reichliches Material, dass sie die Publicationen mancher Aufsätze auf Jahre hinaus haben verschieben müssen. Untersuchungen, welche weder in Paternau's Mittheilungen noch in der Berliner Zeitschrift für Erdkunde unterzubringen waren, wanderten von Verleger zu Verleger, bis ihnen endlich durch ein besonderes Wohlwollen das Erscheinen ermöglicht wurde. Außerdem aber wenden sich die bestehenden Zeitschriften fast ausschließlich an einen bestimmten Abonnentenkreis, und die in ihnen veröffentlichten Aufsätze werden nicht immer bei den eigentlichen Interessenten bekannt. Auf Grund dieser allgemein empfundenen Thatsache haben sich die Unterzeichneten entschlossen, in zwanglosen Heften „**Geographische Abhandlungen**“ herauszugeben.

Diese „*Geographischen Abhandlungen*“ sollen keinem der bestehenden Organe Abbruch thun, sondern bezwecken lediglich eine Sammlung von sonst selbständig erscheinenden Monographien, um einerseits denselben eine möglichst weite Verbräitung zu verschaffen und andererseits deren Herausgabe zu erleichtern. Diesem Doppelpurpose entsprechend sollen die „*Geographischen Abhandlungen*“ nur nach Bedarf erscheinen, und zwar in zwanglosen Heften

von Umfange einer jemaligen Abhandlung. Damit soll die Nothwendigkeit wegfallen, in Zeiten langsamer literarischer Production das Organ zwangsweise mit mittelmäßigen Leistungen zu füllen, bloß um das regelmäßige Erscheinen aufrecht zu erhalten oder dann, wenn einmal in kurzen Intervallen mehrere bedeutende Arbeiten vollendet sein sollten, die eine durch die andere am Erscheinen zu hindern. Endlich aber soll damit die Unannehmlichkeit beseitigt werden, größere Abhandlungen bruchstückweise von Fortsetzung auf Fortsetzung verträgend, erscheinen zu lassen. Die „*Geographischen Abhandlungen*“ werden daher nicht eine Reihe von Jahrgängen, sondern eine Folge von Bänden bilden. Mindestens aber soll eine Abhandlung im Laufe eines Jahres erscheinen, während als Maximum die Herausgabe eines Bandes im Umfange von 30 Bogen Imperialoctav mit ca. 6 Beilagen und im Preise von ungefähr 12 fl. = 20 Mark zu bezeichnen ist. Jede Abhandlung wird einzeln für sich, als geschlossenes Ganze, zu einem entsprechenden Preise käuflich sein.

Inhaltlich sollen die „*Geographischen Abhandlungen*“ wissenschaftliche Untersuchungen aus dem Gebiete der gesammten Erdkunde darbieten, wobei jedoch das Näherliegende wegen des Fernstehenden nicht unterdrückt werden soll. Karten und anderweitige Beilagen sollen in entsprechender Weise den Text begleiten. Von der Veröffentlichung von Compilationen ist durchaus abgesehen. Dagegen sollen gute Übersetzungen solcher Arbeiten, welche nicht in einer der Cultursprachen, Englisch, Französisch oder Italienisch, erschienen sind, nicht ausgeschlossen sein. Grundsätzlich werden Referate und Recensionen in den „*Geographischen Abhandlungen*“ keine Aufnahme finden.

In gewisser Hinsicht also sollen die „*Geographischen Abhandlungen*“ dem Bedürfnisse entgegenzukommen suchen, welches die Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie ins Leben gerufen hat, und welchem seit dem Nichterscheinen der letzteren kein Organ mehr zur Verfügung steht; sie sollen speciell in Oesterreich der Ausdruck dafür werden, dass die Pflege, welche die Geographie an den Hochschulen dieses Staates genießt, nicht bloß dem Unterrichte, sondern auch der Wissenschaft, namentlich aber der Erforschung des Landes zugute kommt.

Das Erscheinen folgender Abhandlungen wird für das Jahr 1886 in bestimmte Aussicht gestellt:

Dr. Eduard Brückner in Hamburg: Die Vergletscherung des Salzachgebietes.

Prof. Dr. Ludwig Neumann in Freiburg i. Br.: Orometrie des Schwarzwaldes.

Dr. August Böhm in Wien: Eintheilung der Ostalpen.

Prof. Dr. Albrecht Penck

Wien, I. Universität.
Herausgeber.

Eduard Hölzel

Wien, IV. Lothengasse 3.
Verleger.

DIE VERGLETSCHERUNG
DES
SALZACHGEBIETES

NEBST BEOACHTUNGEN

ÜBER DIE EISZEIT IN DER SCHWEIZ

VON

D^R. EDUARD BRÜCKNER

IN HAMBURG.

MIT 11/2 ABBILDUNGEN IM TEXT, DREI TAFELN UND DREI KARTEN.

GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. D^R. ALBRECHT PENCK IN WIEN.

BAND I. — HEFT 1.

WIEN
EDUARD HÖLZEL
1886.

VORWORT.

Die Erkenntnis, dass die Diluvialgebilde der die Ostsee umschließenden Gebiete ihre Ablagerung ungeheuren Gletschern verdanken, welche einst von den Gebirgen Skandinaviens ausgehend und nach allen Seiten hin sich verbreitend die weiten Ebenen Norddeutschlands und des nördlichen Russland unter ihrer Last begruben, hat eine Neubelebung der Glacialforschung überhaupt und vor allem in den Alpen veranlasst. Albrecht Penck's Arbeit über die Vergletscherung der deutschen Alpen (1882) behandelte die Spuren der Eiszeit zwischen Bayerns Westgrenze und dem Inn, und gleichzeitig schrieb Fr. Bayberger eine Monographie des Inn-gletschers. Kurz zuvor waren die Arbeiten von A. Falsan und Al. Favre erschienen, welche sich die Diluvialgletscher der Schweizer Alpen zum Vorwurf nahmen, und während der Entstehung der vorliegenden Arbeit erschien das Werk A. Böhm's über die alten Gletscher der Enns und Steyr. Penck zeigte, dass die von britischen Geologen, vor allem von James Geikie, erkannten Gesetze in den Erscheinungen der Diluvialablagerungen auf Deutschland und speciell das deutsche Alpenvorland, allerdings mit einigen Erweiterungen und Modificationen, anwendbar seien. Diese Ergebnisse durch die eingehende Untersuchung eines benachbarten, noch unerforschten Gebietes auf ihre weitere Gültigkeit zu prüfen, war das Ziel, welches die vorliegende Arbeit anregte.

Das Beobachtungsmaterial wurde im Sommer und Herbst 1884 und im Sommer 1885 auf ausgedehnten Excursionen in einer Gesamtdauer von fünf Monaten gewonnen. Um einem Vorwurfe vorzubeugen, der oft gemacht worden ist, begann ich mit der Untersuchung des recenten Gletscherphänomens. Im März des Jahres 1884 begleitete ich Herrn Prof. Dr. Albrecht Penck in das Ötztal; ich schloss mich im August desselben Jahres einer größeren Excursion in die Gletscherregion des Ötztales und des Zillerthales unter der Leitung der Herren Prof. Dr. v. Zittel und Dr. Albrecht Penck an. Die hier gewonnenen Ergebnisse konnte ich an mehreren Gletschern der Hohen Tauern ergänzen. Von den recenten Gletschern kommend, trat ich an die Erforschung der diluvialen Ablagerungen des Salzachgebietes heran. Eine große Unterstützung

gewährte mir hierbei auf der österreichischen Hälfte meines Gebietes die vorzügliche neue Specialkarte des k. k. Militär-Geographischen Institutes zu Wien im Maßstab 1:75000. Für den bayerischen Theil standen mir leider nur die aus dem ersten Drittel unseres Jahrhunderts stammenden, noch nicht neu aufgenommenen Blätter »Reichenhall«, »Traunstein« und »Burghausen« des topographischen Atlas von Bayern im Maßstab 1:50000 zu Gebote, deren Terraindarstellung Vieles, oft Alles zu wünschen übrig ließ.

Um den auf meinem engeren Arbeitsfeld gewonnenen Resultaten eine breitere Basis zu geben, besuchte ich im Herbst 1885 die Schweiz und betheiligte mich am Schlusse meiner Reise an den Excursionen, welche von den Herren Prof. Dr. A. Heim, Prof. Dr. A. Penck und Dr. A. Wettstein behufs Discussion der Frage nach der Entstehung des Zürichsees veranstaltet wurden. Wenn auch der Gedanke an eine gleich detaillierte Untersuchung der Schweizer Diluvialablagerungen, wie ich dieselbe für das Salzachgebiet durchzuführen bestrebt gewesen war, mir fern liegen musste, so konnten doch Excursionen von der Dauer eines Monats zeigen, ob und inwieweit die im Osten gewonnenen Resultate auch für die Schweizer Verhältnisse Gültigkeit besitzen.

Die der geologischen Karte des Salzburger Alpenvorlandes zu Grunde liegenden Beobachtungen wurden innerhalb dreier Monate gewonnen. Der einfache Aufbau der Gegend gestattete das in der verhältnismäßig kurzen Zeit gesammelte Material in einer Übersichtskarte niederzulegen. Kartographische Vorarbeiten standen mir nicht zur Verfügung, da sowohl die österreichische geologische Übersichtskarte von v. Hauer als auch die Blätter der bayerischen geologischen Karte von v. Gümbel, soweit dieselben erschienen sind, die verschiedenalterigen Diluvialablagerungen nicht scheiden.

Als Übersichtskarte des Salzachgebietes war es durch das Entgegenkommen des k. k. Militär-Geographischen Institutes zu Wien möglich einen Ausschnitt aus einem Überdrucke der vortrefflichen Scheda'schen Karte von Österreich, Blatt Salzburg, im Maßstabe 1:576000, zu benützen. Enthält diesselbe auch die Höhenangaben in Wiener Klaftern und war es auch nicht möglich die in den Rahmen der Karte fallenden bei Herstellung des Ausschnittes verstümmelten Nann auszumergen, so schienen doch diese Nachtheile gegenüber dem großen Vortheil der klaren und übersichtlichen Terraindarstellung, wie sie keine andere Karte des Salzburger Landes bei gleichem Maßstabe auch nur annähernd bietet, völlig zu verschwinden.

Bei der Zeichnung der hypsometrischen Übersichtskarte dienten die Blätter »Salzburg« und »Mattighofen« der k. k. österreichischen 76000-theiligen Generalstabkarte und die Blätter »Traunstein« und »Burghausen« des 50000-theiligen bayerischen topographischen Atlas als Grundlage. Da in der österreichischen Karte Isohypsen von 100 zu 100 m, in flachem Terrain vielfach von 50 zu 50 m gezogen sind, so konnten für den auf

österreichisches Gebiet entfallenden Theil der Übersichtskarte einfach die Isohypsen nach der österreichischen Karte copiert werden. Schwieriger war die Bearbeitung des bayerischen Theiles. Die Coten der in den Jahren 1828 und 1832 aufgenommenen Atlasblätter wurden durch zahlreiche Höhemessungen ergänzt, welche mit Hilfe des Hottinger'schen Aneroids Nr. 1337 gewonnen wurden, das ich mehrfach mit dem Barometer der meteorologischen Station zu Salzburg verglich. Ganz besonderen Dank schulde ich Herrn Generalmajor Dr. v. Orff, Chef des königl. bayerischen topographischen Bureaus, welcher mir in zuvorkommendster Weise gestattete, die im Manuscript vorliegende neue Cotierung des Blattes »Burghausen« zu benützen. Für den auf das Blatt »Traunstein« entfallenden Theil des Gebietes war ich hingogen fast ganz auf meine eigenen Messungen angewiesen, die ich an die wenigen trigonometrisch bestimmten Punkte der alten Karte anschloss. Die Isohypsen wurden in die Atlasblätter gelegt und hierauf eine Copie derselben im gleichen Maßstabe 1:50000 angefertigt. Die in dieser Weise von mir gezeichneten Karten im Maßstabe 1:75000 für den österreichischen Theil und 1:50000 für den bayerischen Theil wurden sodann photographisch auf den Maßstab 1:250000 reducirt und zusammengesetzt. Bei der Zeichnung der Karte ließ sich leider die Ungleichheit des zu Grunde liegenden Kartenmaterials nicht völlig eliminieren. Ich war vor die Alternative gestellt, entweder auf österreichischem Gebiete Einzelheiten fortzulassen, welche die österreichische Karte darzustellen gestattete, oder aber, da entsprechende Einzelheiten in den bayerischen Karten fehlten, auf eine absolute Einheitlichkeit der Behandlung des Terrains zu verzichten. Ich habe das Letztere vorgezogen, da die Ungleichheit der Behandlung deutlich nur im Gebiete der Endmoränen zu Tage tritt. Trotz dieses Mangels giebt die Karte gleichwohl einen klaren Einblick in die so eigenthümlichen Höhenverhältnisse des Salzburger Alpenvorlandes, die eng mit den Ereignissen der Diluvialzeit zusammenhängen.

Indem ich in Nachfolgendem die Ergebnisse meiner Untersuchungen der Öffentlichkeit übergebe, gereicht es mir zur angenehmen Pflicht, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Albrecht Penck, für den Antheil, den derselbe an meiner Arbeit nahm, meinen Dank auszusprechen.

Hamburg, den 1. August 1886.

Dr. Eduard Brückner.

INHALTSÜBERSICHT.

	Seite
Vorwort	III
I. Capitel. Übersicht der Literatur über den Salzachgletscher und orographische Skizze des Salzachgebietes	1
II. » Die Grundmoräne	9
III. » Ufermoränen und Endmoränen	28
IV. » Dimensionen und Schneelinie der letzten Vergletscherung des Salzachgebietes	40
V. » Der Niederterrassenschotter	52
VI. » Die äußere Moränenzone	59
VII. » Die drei diluvialen Schotterssysteme des Alpenvorlandes	72
VIII. » Isolierte Schotter und Conglomerate im Moränengebiete des Alpenvorlandes	80
IX. » Isolierte Schotter und Conglomerate im Gebirge	86
X. » Der Salzachdurchbruch von Taxenbach	94
XI. » Die drei Vergletscherungen des Salzachgebietes	101
XII. » Die Seen des Salzachgebietes	105
XIII. » Die Postglacialzeit im Salzachgebiet	126
XIV. » Die Eiszeit im Schweizer Alpenvorland	134
XV. » Die Seen des Liuthgebietes und der Neuenburger Seengruppe .	150
XVI. » Der Genfer See	158
Schluss. Die Eiszeit am Nordabhange der Alpen	171

INHALT.

	Seite
I. Capitel: Übersicht der Literatur über den Salzachgletscher und orographische Skizze des Salzachgebietes.	1-8
Ausichten von Leblanc und Schönnamsgrubner über die Entstehung der diluvialen Ablagerungen. Karten der diluvialen Gletscher von Hütismayer, Zittel und Stark. Die Arbeiten von Penck, Fugger und Kastner. Chronologische Übersicht der Literatur über den Salzachgletscher. — Abhängigkeit des Gletscherphänomens von der Bodenconfiguration. Thalsystem des Salzachgebietes. Das Salzachingthal und die drei gegen dasselbe geöffneten Querthäler. Bedeutung der Längsthalzüge in den Kalkalpen. Selbständige Thalssysteme der westlichen Traun und des Berchtesgadener Landes. Die Berge des Taußgebietes. Die Flyschzone bei Salzburg. Das Salzburger Becken, seine nördliche Umwallung und die weiten Ebenen und Schotterterrassen nördlich derselben.	
II. Capitel: Die Grundmoräne	9-27
Die Grundmoräne der recenten Gletscher. Verbreitung der diluvialen Grundmoränen. Mächtige Ablagerungen derselben in Seitenthälern. Beziehungen zwischen der Grundmoräne und ihrem Liegenden: Gletscherschläufe und aufgearbeitete Schichten. Die locale Grundmoräne. Schluss aus der Zusammensetzung der Grundmoräne auf den Weg des Gletschers. Der „Eissee“ südlich der Kalkalpen. Art der Gletscherbewegung in denselben. Dessen vier Entwässerungscanäle. Der Lammergletscher, Salzachgletscher, Saalachgletscher und Chiemsee-Achen-gletscher. Berührung derselben in den Längsthalzügen. Eiswasser der Tauern in den Thälern der westlichen Traun. Selbständigkeit des Berchtesgadener Gletschers. Dessen Abflüsse. Verticale Vertheilung der Urgelbgebirgschnebe in den Thälern der Kalkalpen. Zonale horizontale Verbreitung derselben in dem Vorland. Verquetschung des Berchtesgadener Gletschers bei dessen Vereinigung mit dem Saalach- und Salzachgletscher. Depression der oberen Urgelbgebirgschnebe in den Thälern der Kalkalpen durch Localgletscher veranlasst. Entfaltung der Localgletscher. Erscheinungen bei der Vereinigung derselben mit den Hauptströmen. Entsprechende Beobachtungen an recenten Gletschern: Grundmoränenmaterial in Mittelmoränen. Die Oberflächenmoränen des Salzachgletschers.	
III. Capitel: Ufermoränen und Endmoränen	28-30
Ufer- und Endmoränen an recenten Gletschern. Verbreitung der diluvialen Ufermoränen. Die Ufermoränen des Berchtesgadener Landes. Die Nordgrenze der diluvialen Endmoränen. Zusammensetzung der Endmoränen. Das Zurücktreten großer Blöcke. Mangel an Obermoränenmaterial. Unregelmäßige Schichtung. Gestalt und Höhe der Endmoränenwälle. Ihre Anordnung. Zerlegung des Salzachgletschers in sieben Lappen. Abnahme der Größe der Endmoränen gegen die Thalmündung hin. Endmoränen im Gebirge. Die Dergsturzgebiete von Lofer und Hallein. Die Moränen von Saalfelden, Kitzbichl, Bischofshofen, Königsee und Abtenau. Beschränkung derselben auf Thalweitungen. Gleichzeitigkeit der Ablagerung derselben fraglich. Endmoränen, den Ufermoränen vergleichbar, an den Gehängen der Vorberge. Keine Berührung der Endmoränen des Chiemsee-Achen-gletschers und der Gletscher der Weißen und Rothen Traun mit denen des Salzachgletschers. Innige Berührung der letzteren mit den Endmoränen der Arne des südlichen Traungletschers, des Hintersee und des Ebenau-Adneter Gletschers bei Elsonwang. Eissee-Ablagerungen derselben.	

- IV. Capitel:** Dimensionen und Schneelinie der letzten Vergletscherung des Salzachgebietes 40-51
- Horizontale Ausdehnung der Vergletscherung. Verticale Ausdehnung durch die obere Geschiebegränze gegeben. Frühere Angaben über deren Lage im Salzachgebiete. Die Augensteinglomerate der Dachsteinkalkplateaus. Tabelle der höchstgelegenen erratischen Vorkommnisse. Oberflächenneigung der diluvialen Gletscher im Gebirge und in der Ebene. Mächtigkeit des Eises. Methode der Höhenbestimmung der Schneelinie. Deren Lage heute in den Hohen Tauern. Schluss von der Mächtigkeit der Gletscher das Tauerngebietes auf eine Lage der diluvialen Schneelinie in etwa 1200 m Höhe bei Salzburg. Das gleiche Resultat aus der Höhenlage von Gebirgssagen in den Vorbergen gewonnen. Mathematische höhere Lage der diluvialen Schneelinie in den Centralalpen. Lage der Schneelinie auf den diluvialen Gletschern. Gehen die erratischen Grenzen die obere Grenze der Thalausfüllung mit Gletscheris oder mit Gletscheris und Firn? Ufermoränen im Fingebiete.
- V. Capitel:** Der Niederterrassenschotter 52-58
- Glacialschotter der recenten Gletscher. Der Niederterrassenschotter und seine Verbreitung. Abhängigkeit derselben von der Grenze der Endmoränen. Seine Zusammensetzung; erratische und gekritzte Geschiebe. Sein Auftreten im Hangenden und Liegenden der Endmoränen. Der Niederterrassenschotter als Glacialschotter.
- VI. Capitel:** Die äußere Moränenzone 59-71
- Die Nordgrenze der äußeren Moränen. Orogaphischer Gegensatz zwischen den Moränen der äußeren und inneren Zone. Zusammensetzung der äußeren Moränen. Häufige Verfestigung derselben. Lössschichtbedeckung. Lössconchylien. Fehlen des Lösses in der inneren Moränenzone. Der „Löss“ von Lipold, Blass, Fugger und Kastner kein Löss. Interglaciales Lössprofil von Aschau und Polkirchen. Allgemeine Bedeutung desselben für den ganzen voralpinen Löss. Profil bei Iny nach Fraas, bei Wylnach Balzer. Interglaciales Profil von Laufen. Interglaciales Profil am Glanbach. Dasgleichen bei Bischofshofen, Mühlbach und St. Johann. Interglaciales Conglomerat von Kitabicht nach Unger und Blass. Interglaciales Wimbachbreccie. Zwei andere alte Direction im Gebiete der Saalach. Erklärung der acht interglacialen Profile durch eine große oder viele kleine Oscillationen möglich.
- VII. Capitel:** Die drei diluvialen Schotterssysteme des Alpenvorlandes . . 72-79
- Die Roste des Deckenschotter im Salzachgebiete. Erratische Geschiebe in denselben. Kein Connex mit den äußeren Moränen. Discordanz zwischen den letzteren und dem Deckenschotter. Der Deckenschotter kein Glacialschotter der äußeren Moränen. Verbreitung des Hochterrassenschotter in ihrer Abhängigkeit von der Grenze der äußeren Moränen. Abfinden desselben von den äußeren Moränen und Auftreten im Liegenden derselben. Erratische und gekritzte Geschiebe in denselben. Wechselagerung mit äußeren Moränen bei Traunstein. Der Hochterrassenschotter als Glacialschotter der äußeren Moränen. Verhalten der drei Schotter zu einander. Durchschnitt von Alt-Ötting nach St. Margarethenberg an der Alz. Drei Perioden der Thalausfüllung durch zwei Perioden der Thalvertiefung getrennt. Die Eluvialbildungen der drei Schotter. Geologische Organe in den beiden älteren Schottern. Auffassung der drei Schotter als drei verschiedenalterige Schuttkegel. Gefällsverhältnisse der zwei jüngeren Schotter. Schluss Moränen auf Abwesenheit von Bodenbewegungen im Alpenvorlande seit deren Ablagerung.
- VIII. Capitel:** Isolierte Schotter und Conglomerate im Moränengebiet des Alpenvorlandes 80-85
- Der Schotter bei Laufen; derjenige am Waller See und Trunser See. Junges Aussehen desselben. Ältere Conglomerate. Die lockeren Schotter und Conglomerate durch ihr Niveau als Niederterrassenschotter, die älteren Conglomerate wahrscheinlich als Hochterrassenschotter charakterisier. Discordanz zwischen dem Niederterrassenschotter und den hangenden Moränen. Rundbuckelformen Zugerundete Moränenhügel bei Laufen (Drumlin?). Das Mönchsbergconglomerat bei Salzburg. Ähnliche Vorkommnisse bei Reichenhall und zwischen Salzburg und Waginger See. Charakterisierung dieser Conglomerate durch Einfallen der Schichten. Das große diluviale Salzburger Delta.

- IX. Capitel: Isolierte Schotter und Conglomerate im Gebirge** 86—93
 Conglomerate und Schotter der hohen Tazraas zwischen Bischofsboden und Taxenbach. Schotter des Klein-Arlthales, Fritzhales und Mühlhochthales, Gebrüts Gschlebe darin. Schotter bei Abtenau und Kitzbichl mit erratischen Gesteinen. Schotter von Fieborbrunn. Glacialschotter im Gebirge der Saalach und im Berchtsgadenor Land. Das präglaciale Hamsauer Conglomerat. Glacialschotter bei Hallsau und Reichenhall. Gefälle des Glacialschotter im Gebirge. Das Conglomerat am Glaseubach wahrscheinlich Hochterrassenschotter. Discoranz zwischen dem Schotter und den hangenden Moränen. Erosion des Schotter durch das Eis. Postglaciale Schotterterrassen zwischen Schwarzach und Warfen an der Saalach. Vertiefung des Pass Luog in postglacialer Zeit.
- X. Capitel: Der Salzachdurchbruch von Taxenbach** 94—100
 Gegensatz zwischen Accumulation durch die Salzach im Ober-Pingau und Erosion in der Schlucht von Taxenbach. Die Stufe des Salzachthales bei Taxenbach. Fehlen des Niederterrassenschotter im Ober-Pingau. Abnorme Lage desselben bei Taxenbach. Verhältnis von Saalach und Salzach. Erklärung der gegebenen Erscheinungen durch eine Verschiebung der Wasserscheide beider Flüsse am Schlusse der Eiszeit, oder durch eine postglaciale Hebung bei Taxenbach und eine Durchschneidung der sich hebenden Gebirgsmassen.
- XI. Capitel: Die drei Vergletscherungen des Salzachgebietes** 101—104
 Verfolgung des Gletscherrückzuges an der Hand der interglacialen Profile und der Verbreitung des Niederterrassenschotter. Rückzug des Eises der drei Gletscherströme bis mindestens Taxenbach. Saalfelden und Kitzbichl. Zwei Vergletscherungen. Die liegende Moräne am Glaseubach und der Deckenschotter als Spuren einer ältesten dritten Vergletscherung. Dimensionen der drei Vergletscherungen.
- XII. Capitel: Die Seen des Salzachgebietes** 105—125
 Moränenaren. Fehlen derselben in der äußeren Moränenzone. Die Theildepressionen des Salzachgebietes: der Waller See, die Matscher Seengruppe, das Immor Moos, der Wanger See, das Titmoninger Becken, das Oichtenthal und das Teufelsdorfer Becken. Entstehung derselben durch Glacialerosion. Einwirkung von Richter und J. Ammann widerlegt. Das Salzburger Becken als Becken im Niederterrassenschotter. Der alte Salzburger See und seine Ausfüllung. Inseln in denselben sprechen nicht gegen eine Entstehung durch Glacialerosion. Die Centraldepression im Verhältnis zu den Theildepressionen. Alte Abflusscanäle der Theildepressionen. Die letzteren als Ursache der Lappenbildung beim Gletscherrückzug. Das Salzburger Becken ein Becken im Tertiär. Erklärung seiner Entstehung nach Suess aus geographischen Gründen unwahrscheinlich. Beckenerosion an recenten Gletschern. Hochgebirgsseen im Stübachtal. Entstehung des Salzburger Beckens während dreier Vergletscherungen als Ende des vom Gletscher vortritten Thales. Centraldepressionen der im Osten und Westen benachbarten kleineren Becken. Entstehung des Zeller Sees und der großen Seen des Berchtsgadenor Landes. Postglaciale Seen durch Schutzkegel aufgedämmt.
- XIII. Capitel: Die Postglacialzeit im Salzachgebiet** 126—133
 Störung des Gefalles der Thäler während der Eiszeit. Postglaciale Accumulation im Gebirge. Alluvialterrassen der Hauptthäler. Erratische Gesteine darin. Ihr glacialer Ursprung. Geikie's postglaciale Vergletscherung nicht nachweisbar. Alluvialterrassenschotter z. Th. als Glacialschotter des Rückzuges der letzten Vergletscherung. Erosion im Gebirge in den Seitenthälern. Erosion im Alpenvorland. Relative Dauer der Postglacialzeit im Vergleich zu den Interglacialzeiten. Postglacialzeit als letzte Phase der Diluvialzeit.
- XIV. Capitel: Die Eiszeit im Schweizer Alpenvorland** 134—149
 Das Schweizer Alpenvorland mit dem Bayerischen verglichen. Das erstere in die Bewegung der Jura und der Alpen einbezogen. Überwiegen der Molasselandschaft über die Diluviallandschaft in der Schweiz. Beeinflussung der Gletscher durch den Jura und die Molassehöhen. Deckenschotter am Bodensee und am Rhein. Die lehrreiche Nagelfluh des Üdt. des Teufelskellers bei Baden und der Hartberg am Zuger See. Die Annagelfluh als altes Linthölzle. Hochterrassenschotter am Rhein. Äußere und innere Moränenzone. Verbreitung des Lösses und Lösslehms. Verbreitung und Zusammensetzung des Niederterrassenschotter. Die Enden des Rhengletschers, Houzletschers und Linthgletschers in der letzten Eiszeit. Widerlegung von Morlet's und Weikstein's Ansichten. Zusammenfassung.

	Seite
XV. Capitel: Die Seen des Linthgebietes und der Neuenburger Seengruppe	150-157
Geographische Verbreitung der Schweizer Seen. Uebersicht der glacialen Seebildung in der Schweiz. Die Seen des Glattthales. Conglomerate und Schotter bei Aenthal, Wangen und Stotzbach als Niderterrassenschotter. Der Greifensee als ein in einem glacialen Erosionsthal durch Moränen abgedämmtes Becken. Der Zürichsee als Molassebecken. Das Conglomerat von Uznach. Nachweis einer präglacialen Dislocation durch Erosionsterrassen nach Wettstein. Der Limmatthos nicht dislociert. Alter des Zürichsees. Oeographische Verhältnisse der Neuenburger Seen. Das große Neuenburger Becken und sein Verhältnis zur Form der Zunge des Rhonegletschers. Molasserücken von Grundmoränen bedeckt. Glacialschotterdecke nicht nachgewiesen.	
XVI. Capitel: Der Genfer See	158-170
Oeographische Verhältnisse des Genfer Sees. Frühere größere Ausdehnung desselben. Lage des Seespiegels über der Wasserscheide von Entrecroches (Rothplatz, Morlot) in postglacialer Zeit unwahrscheinlich. Vorherrschend der Grundmoränen im Seegebiet. Ufermoränen von la Côte und Evian aus der Zeit des Rückzugs der Vergletscherung. Niderterrassenschotter von la Côte. Interglaciales Delta-Conglomerat an der Dranse. Der See präglacial in Bezug auf die letzte Vergletscherung. Niderterrassenschotter am unteren Seende als Beweis von dessen glacialer Entstehung. Conglomerate bei Fort de l'Écluse von unbestimmter Stellung. Zusammenfassung der Ergebnisse in Bezug auf die Entstehung der Schweizer Seen.	
Schluss. Die Eiszeit am Nordabhange der Alpen	171-183
Der Salztachgletscher als Glied des alpinen Inlandsees. Abnahme des Glacialphänomens am Nordabhange der Alpen von West nach Ost. Die Maße der Gletscher. Abnahme der Mächtigkeit nicht durch klimatische, sondern durch oerographische Verhältnisse bedingt. Abnahme der Höhe und der Größe der Einzugsgebiete der Gletscher von West nach Ost. Die äußere Moränenzone. Das interglaciale Alter des Länens. Derselbe als Eluvialbildung. Statistik der interglacialen Profile. Die drei diluvialen Schottersysteme am Nordabhange der Alpen. Die drei Vergletscherungen. Wirkung der Bodenformen auf die Gletscher. Lappenbildung der Gletscherungen. Glacial Accumulation und Erosion. Großes Alter der Seen im Zusammenhang mit der Dreizahl der Vergletscherungen.	

Berichtigungen.

- Seite 18, Zeile 3 von unten lies: Capitel IX. statt VIII.
 Seite 40, Zeile 10 von oben lies: 1200 m statt 1120-1200 m.
 Seite 42, Zeile 12 von oben lies: Capitel IX statt VIII.
 Seite 50, Zeile 21 von oben lies: 3:1 statt 1:3.

ERSTES CAPITEL.

Übersicht der Literatur über den Salzachgletscher und orographische Skizze des Salzachgebietes.

Ansichten von Leblanc und Schönnamsgruber über die Entstehung der diluvialen Ablagerungen. Karten der diluvialen Gletscher von Rütimeyer, Zittel und Stark. Die Arbeiten von Penck, Fugger und Kastner. Chronologische Übersicht der Literatur über den Salzachgletscher. — Abhängigkeit des Glacialphänomens von der Bodenconfiguration. Thalsystem des Salzachgebietes. Das Salzachlängsthal und die drei gegen dasselbe geöffneten Querthäler. Bedeutung der Längsthalzüge in den Kalkalpen. Selbständige Thalsysteme der westlichen Traun und des Borchtesgadener Landes. Die Berge des Taußgebietes. Die Flyschzone bei Salzburg. Das Salzburger Becken, seine nördliche Umwallung und die weiten Ebenen und Schotterterrassen nördlich derselben.

Das Salzachgebiet als Ganzes ist auf diluviale Glacialbildungen hin noch nicht erforscht worden. In der ersten Hälfte des Jahrhunderts suchte man die Diluvialablagerungen durch große Fluthen zu erklären, welche aus dem Alpengebirge hervorgebrochen sein sollten. Jedoch gleich nach Begründung der Lehre von der Vergletscherung der Alpen durch J. Venetz, L. Agassiz und J. de Charpentier schloss Leblanc¹⁾, von den in der Schweiz gewonnenen Ergebnissen ausgehend, auf eine ausgedehnte Vergletscherung des Salzachgebietes. Er erklärte die zahlreichen Rutschflächen des Capucinerberges bei Salzburg für Gletscherschliffa und schilderte Moränen aus der Umgebung des Königssees und des Zeller Sees. Gleichzeitig veröffentlichten v. Kürsinger und F. Spitaler ihre Beobachtungen über den Obersulzbachgletscher und seine ehemalige Ausdehnung und schlossen aus dem Vorkommen von erratischen Blöcken im Gebiete der Kitzbichler Alpen, dass Eismassen der Hohen Tauern einst dieselben überflutheten und bis in die Kalkalpen vordrangen.²⁾ Allein sie konnten die Fluthentheorie nicht bannen; volle anderthalb Jahrzehnte nach ihnen schrieb F. Schönnamsgruber eine Monographie über die Diluvialfluthen des Salzachgebietes³⁾, in der er sich ausdrücklich gegen die Theorie einer Vergletscherung verwahrte. Er erklärte die Entstehung der unregelmäßigen Hügellandschaft im Alpenvorland, die wir heute Moränenlandschaft nennen, durch grosse Wasserfluthen, welche hier anhäuften, dort erodierten.

Die erste Angabe über die Ausdehnung des alten Salzachgletschers findet sich bei L. Rütimeyer auf dessen Gletscherkarte in «Pliocän und Eisperiode» (1868); hiernach hätten sich die Eismassen bis Braunau

¹⁾ Bull. de la Soc. géol. d. France. 1842—1843, S. 600—608.

²⁾ Der Gross-Venediger. Innsbruck 1843, S. 129 ff.

³⁾ Corresp.-Blatt des zool.-mineralog. Ver. zu Regensb., Bd. XI, 1857, S. 135—141.

erstreckt. K. von Zittel hat das Salzachgebiet bei seinen Untersuchungen nicht berührt und zeichnet 1878 im »physikalischen Atlas des deutschen Reiches« von R. Andree und O. Peschel die Nordgrenze des Salzachgletschers nach der Karte Rüttimeyer's. F. Stark (1873) in seiner trefflichen Übersichtskarte von Süd-Bayern zur Eiszeit zieht die Nordgrenze der Eiszunge des Salzachgletschers auf bayerischem Gebiete einzig und allein nach den orographischen Verhältnissen. Dieselbe entspricht fast mathematisch genau der von uns bestimmten Nordgrenze der Endmoränen. Dass jedoch noch außerhalb der Endmoränenzone Moränen sich finden, vermochte Stark nicht zu erkennen, da deren Constatierung nicht topographisch, sondern einzig und allein geologisch möglich ist. — Penck hat in seiner Vergletscherung der deutschen Alpen den Salzachgletscher nicht behandelt, gibt jedoch auf seiner Gletscherkarte von Südbayern¹⁾ und derjenigen von Mitteleuropa²⁾ die Nordgrenze der Moränen nach recognoscierenden Beobachtungen, die von ihm im Auftrage der geognostischen Landesuntersuchung Bayerns gemacht worden waren.³⁾ Werthvolle Notizen über erratische Blöcke und Moränen im Salzachgebiete verdanken wir den Arbeiten Fugger's und Kastner's, welche speciell die nähere Umgebung Salzburgs eingehend durchforscht haben. Ihr reiches Beobachtungsmaterial, das sie auf österreichischem Gebiete sammelten, findet sich in einer kleinen Monographie des Salzachgletschers zusammengestellt. Doch geht dieselbe auf die Fragen, zu deren Lösung die vorliegende Arbeit einiges beitragen soll, nicht näher ein. Einzelne Angaben über Schotter, Nagelfluh und erratische Blöcke sind in zahlreichen Werken zerstreut. Manch brauchbare Andeutung findet sich für den österreichischen Theil unseres Gebietes in den Arbeiten der Geologen der k. k. geologischen Reichsanstalt, während für das bayerische Gebiet die Werke von Gümbel's in erster Reihe zu nennen sind.

In Folgendem geben wir eine chronologische Zusammenstellung der Literatur, aus der wir schöpfen konnten.

- J. F. Weiss: Südbayerns Oberfläche nach ihrer äußeren Gestalt. München 1820, S. 110 ff.
- Unger: Über den Einfluss des Bodens auf die Vertheilung der Gewächse. Wien 1836, S. 70 ff.
- Sedgwick and Murchison: A sketch of the structure of the Eastern Alps. Philosoph. Transact. Ser. II. Vol. III.
- Leblanc: Mémoire sur la relation qui existe entre les grandes hauteurs, les roches polies, les galets glaciaires, les lacs, les moraines et le diluvium dans les grandes montagnes et dans une large zone autour des pôles de la terre. Bull. de la Soc. géol. de France 1842—1843, S. 600—608.
- A. v. Klipstein: Beiträge zur geologischen Kenntniss der Alpen. Gießen 1843, Bd. I. S. 25 ff.
- J. v. Kürsinger und F. Spitaler: Der Groß-Venediger in der norischen Central-Alpenkette. Innsbruck 1843, S. 129—151.
- F. W. Walther: Topische Geographie von Bayern. München 1844, S. 81—135.
- A. v. Morlot: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. Wien 1847, S. 59—72.
- C. Ehrlich: Über die nordöstlichen Alpen. Linz 1850, S. 9 ff.

¹⁾ »Vergletscherung der Deutschen Alpen«, Leipzig 1862.

²⁾ »Mensch und Eiszeit«, Archiv für Anthropologie, Bd. XV, Heft 8.

³⁾ Niedergelegt in einem Manuscript, welches im IV. Bande der »Geognostischen Beschreibung des Königreichs Bayern« erscheint.

- F. Simony: Bericht über die Arbeiten der fünften Section. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien, 1850, S. 655.
- M. V. Lipold: Fünf geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1851, S. 108—121.
- M. V. Lipold: Über das Vorkommen von Braunkohle bei Wildshut. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1851, S. 599 ff.
- M. V. Lipold: Geologische Verhältnisse der die Stadt Salzburg umgrenzenden Hügel. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1851, S. 22.
- A. Emmerich: Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bayerischen und den angrenzenden österreichischen Alpen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, S. 1 ff.
- M. V. Lipold und Prinzing: Geologische Berichte aus Oberösterreich und Salzburg. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1852, S. 147.
- M. V. Lipold: Gossauschichten bei Salzburg. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1853, S. 170.
- K. Peters: Die salzburgischen Kalkalpen im Gebiete der Saale. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1853, S. 139—142.
- K. Peters: Geologische Verhältnisse des Ober-Prinzgaus. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1854, S. 792—794.
- M. V. Lipold: Bericht über die geologischen Aufnahmen der ersten Section. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1854, S. 253—262.
- D. Stur: Über die Ablagerungen des Neogen, Diluvium und Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen und ihrer Umgebung. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften. Math. nat. Kl. 1855, S. 510 ff.
- F. Schönnamgruber: Die Diluvialfluthen des Salzachgebietes. Corresp.-Blatt des zool.-mineralog. Ver. zu Regensburg, 1857, S. 135—141.
- L. R. v. Köchel: Die Mineralien des Herzogthums Salzburg. Wien 1859, S. LXVI f. und geol. Karte.
- C. W. Gümbel in »Bavaria«, München 1860, Bd. I, S. 57—61.
- C. W. Gümbel: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. Gotha 1861, S. 796 ff.
- E. v. Mojsisovics: Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. Jahrb. der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1871, S. 189.
- F. Stark: Die bayerischen Seen und alten Moränen; Erläuterungen zur Karte: Ideale Übersicht von Südbayern zur Eiszeit. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines. IV, 1873, S. 67 ff.
- Wagner: Die geologischen Verhältnisse des Tunnels am Unterstein. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1879, S. 503 ff.
- E. Fugger: Der Untereberg. Zeitschr. des Deutsch. und Oesterr. Alpenvereines, 1880, S. 144.
- Aberle, Fugger und Kastner: Beiträge zur Kenntnis von Stadt und Land Salzburg. Gedenkbuch an die 54. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte zu Salzburg. Salzburg 1881, S. 32.
- Ed. Richter: Moränenlandschaft im Innviertel. Tagblatt der 54. Versammlung deutsch. Naturf. und Ärzte zu Salzburg. Salzburg 1881, S. [67].
- E. Fugger und C. Kastner: Glaciale Erscheinungen in der Nähe der Stadt Salzburg. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1882, S. 168—169.
- Albrecht Penck: Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leipzig 1882.
- Albrecht Penck: Mensch und Eiszeit. Archiv für Anthropologie, 1884, Bd. XV, Heft 3.
- E. Fugger und C. Kastner: Glaciale Erscheinungen in der Nähe von Salzburg. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1883, S. 136—139.
- K. F. Frauscher: Ergebnisse einiger Excursionen im Salzburger Vorland. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1885, S. 173—185.

- Albrecht Penck: Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leopoldina, 1885, S. 105, 129 und 145 ff.
- E. Fugger und C. Kastner: Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. Salzburg 1885. S. 20—61, Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.
- Albrecht Penck und Ed. Richter: Das Land Berchtesgaden; Zeitschr. des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines 1885. I. Penck: Die Oberflächengestaltung und ihre Entstehung.

Das Glacialphänomen zeigt überall eine enge Abhängigkeit von der Bodenconfiguration; schon der Umstand, dass wir von einer oberen Grenze der erraticen Erscheinungen in Gebirgstälern sprechen, beweist, dass die Täler des Gebirges präglacial sind, dass die Gletscher sich in den fertigen Thälern bewegten und durch die Verhältnisse derselben in ihrer Breite und Richtung auf ihrem Wege bestimmt wurden. Ein Verständnis des Glacialphänomens ist daher ohne eingehende Kenntniss der Bodenconfiguration unmöglich.

Das Gebiet, das den Salzachgletscher trug und auf dem uns seine Spuren erhalten sind, ist theils ein Glied des Alpengebirges, theils ein Stück des nordalpinen Vorlandes. Begrenzt wird dasselbe im Süden durch den Centralkamm der Hohen Tauern; im Norden reicht es bis an die Tertiärhöhen, welche den Lauf des Inn von Mühldorf bis Scharding bestimmen; gegen Osten und Westen ist es im Gebirge mehrfach geöffnet; Tertiärhöhen schließen den außerhalb des Gebirges gelegenen Theil gegen Osten von Braunau bis Straßwalchen ab, während derselbe nach Westen zu jeder deutlichen Abgrenzung entbehrt. Es ist das Gebiet keineswegs eine orographische Einheit; es hat jedoch ein einheitliches hydrographisches System: alle seine Wasser strömen der Salzach und mit ihr dem Inn zu. Politisch gehört es in seinem nordwestlichen Theile zu Deutschland, der Süden und Osten zu Österreich.

Der dem Alpengebirge angehörende Theil unseres Gebietes zerfällt orographisch und geologisch in zwei der Hauptrichtung der Alpen folgende parallele Zonen: die Zone der Centralalpen und die Zone der Kalkalpen. Zwischen beide drängt sich eine Bergkette, welche geologisch und orographisch einen Übergang zwischen den Centralalpen und den Kalkalpen vermittelt: der Grauwackenzug der Kitzbichler Alpen. Während die Zone der Kalkalpen von einer Vielheit einzelner unzusammenhängender Bergketten und Bergstöcke gebildet wird, stellt sich uns die Zone der Centralalpen, soweit sie in unser Gebiet fällt, als eine Einheit dar, die als solche einen Gesamtnamen trägt: die Kette der Hohen Tauern. Wie beim Flusse, so lassen sich auch am Gletscher drei Theile seines Laufes unterscheiden. Die Hohen Tauern sind das Einzugsgebiet des Salzachgletschers; die Kalkalpen stellen die Canäle, in denen die Eismassen thalabwärts zogen; das Alpenvorland ist das Ablagerungsgebiet, auf dem der Gletscher seinen Schuttkegel aufbaute.

Der Nordabhang der Hohen Tauernkette wird durch die Salzach entwässert: dieselbe hat ihren Oberlauf in dem Längsthal, das die Tauern von den Kitzbichler Alpen scheidet. Viele Schuttkegel bauen sich von rechts und links in das Hauptthal hinein, das im Pinzgau durch eine auffallende Breite ausgezeichnet ist; sie haben den Fluss veranlasst, sein Bett zu erhöhen, indem sie sein Gefälle minderten und seine Stollkraft schwächten; er vermag nicht alle ihm von den Seitenbächen zukommenden Gerölle weiter zu transportieren. Das Thal ist stark versumpft, da bei dem geringen Gefälle die Gewässer nicht rasch abfließen können. Von

Bruck an wird das Längsthal plötzlich eng; der Fluss schießt rasch in dem schluchtartigen Thal dahin, dessen Gehänge sich zwischen Schwarzach und Taxenbach erst etwa 200 bis 350 m über dem Fluss von einander entfernen und in dieser Höhe ausgedelmte Gehängetrassen bilden, die mit Unterbrechungen bis unterhalb Bischofshofen zu verfolgen sind, und auf denen die Orte Embach, Goldegg, St. Veit und Buchberg liegen. Bei St. Johann im Pongau verlässt die Salzach das Längsthal, welches sich über den Sattel von Wagrein (952 m Sp.-K.¹⁾ gegen Radstadt und in das obere Ennsthal nach Osten fortsetzt.

Drei Querthäler, welche die gesammten Kalkalpen durchbrechen, öffnen sich gegen das Längsthal der oberen Salzach. Das Salzsachquerthal zwischen St. Johann und Salzburg führt heute die Gewässer der Tauern dem Alpenvorland zu. Das Saalachthal erscheint orographisch als die Fortsetzung des weiten versumpften Pinzgauer Thales, welches, an den Engen von Bruck und Taxenbach jäh absetzend, bei Zell am See nach Norden umbiegt. Heute freilich wird das Pinzgauer Längsthal durch die Salzsachschlucht zwischen Bruck und St. Johann nach Osten entwässert, während die den Zug der Kitzbichler Alpen quer durchbrechende Fortsetzung desselben ein eigenes Flusssystem birgt, dasjenige der Saalach. Mitten in dem breiten Thale liegt die Wasserscheide beider Gewässer, welche sich nur 24 m über den Spiegel des der Salzach tributären Zeller Sees erhebt und, eigenthümlich genug, von dem Schuttkegel der von Westen aus dem Glemmthal hervorstürzenden Saalach gebildet wird. Weiter im Westen erreicht das Thal der Kitzbichler oder Chiemsee-Achen fast das Pinzgauer Längsthal, gegen welches dasselbe nur durch den 475 m über das Niveau der Salzach sich erhebenden Pass Thurn (1275 m Sp.-K.) geschlossen ist. So standen den Eismassen, welche im Längsthal der oberen Salzach sich sammelten, drei Pforten nach Norden offen. Einem Abfließen derselben durch das Salzsachquerthal und das Saalachthal lag auch nicht das geringste Hindernis im Wege; allein auch über den Pass Thurn konnte sich ein Gletscherarm in das Chiemsee-Achenthal eindrängen, sobald die Eismassen im Pinzgauer Längsthal eine Mächtigkeit von 500 bis 600 m erlangt hatten und ihre Oberfläche die Höhe des Pass Thurn erreichte.

Die Kalkalpen in unserem Gebiete bilden keineswegs ein geschlossenes Ganze, sondern sind von vielen Thalzügen durchschnitten, welche der Längsrichtung des Gebirges folgen. Diese Thalzüge verbinden, wenn auch nicht hydrographisch, so doch orographisch die drei großen Querthäler der Salzach, der Saalach und der Chiemsee-Achen; sie mussten auch die Eisströme, die einst in denselben sich bewegten, mit einander in Berührung bringen.

Ein weiter Thalzug zieht vom Innthal, bei Würzl beginnend, nach Osten, gabelt sich an der Hohen Salve, um bei St. Johann in Tirol, an der Chiemsee-Achen gelegen, seine beiden Arme wieder zu vereinigen und weiter östlich bei Saalfelden in das Saalachthal zu münden. Gegen Osten setzt er sich, jedoch nicht mehr mit der gleichen Deutlichkeit, über den Filzensattel (1292 m Sp.-K.) und den Dientenersattel (1351 m Sp.-K.) und im Mühlbachthal zum Salzsachquerthal fort. Von Bischofshofen an wieder deutlich entwickelt, verbindet er das Salzsachquerthal einerseits über die niedrige Höhe von Eben (856 m Sp.-K.) mit dem Ennsthal, andererseits über den Sattel von St. Martin (969 m Sp.-K.)

¹⁾ Sp.-K. = Spezialkarte des k. k. militär-geographischen Institutes zu Wien im Maßstab 1:75000.

mit dem Querthal von Annaberg, das zwischen dem Tännengebirge und dem Dachstein nach Norden gegen das Becken von Abtenau zieht. Auf seiner ganzen Erstreckung bildet dieser Thalzug die Grenze zwischen den Kalkalpen und dem Schiefergebirge der Kitzbichler Alpen. Er konnte vielleicht ein seitliches Ausweichen der Eismassen ermöglichen, welche sich südlich der Engpässe stauten, in denen die Saalach und Salzach heute die Kalkalpen betreten.

In drei Canälen durchbrechen die Gewässer den südlichsten und höchsten Wall der Kalkalpen: die Salzach im schluchtartigen wilden Pass Lueg, die Saalach in den Engen der Hohlwege und die Chiemsee-Achen im weiten Leukenthal. Durch diese drei Öffnungen, zu denen sich im Osten als vierte noch der Querthalzug von Annaberg gesellt, mussten die Eismassen das Gebiet der Centralalpen und der Schieferzone verlassen. Noch einmal konnten nördlich des gewaltigsten Kalkzuges, welchem der Wilde Kaiser, die Leoganger und Loferer Steinberge, das Steinerne Meer mit der Übergossenen Alp und das Tännengebirge angehören, die Eismassen des Saalachthales und des Chiemsee-Achentales in dem von Lofer nach Erpfendorf ziehende Strubthal unmittelbar einander berühren. Weiter thalabwärts schaltet sich zwischen beide Thäler ein selbständiges Thalsystem, dasjenige der westlichen Traun (im Gegensatz zu der östlichen Traun des Salzkammergutes) ein, welches jedoch, vom Saalach- und Chiemsee-Achengebiet nur durch niedrige Pässe von 950 m Meereshöhe und darunter geschieden, wohl von Osten und Westen her von den überschwellenden Eismassen der Hauptthäler betreten werden konnte.

In gleicher Weise drängt sich zwischen das Salzachquerthal und das Saalachthal das selbständige Thalsystem des Berchtesgadener Landes, in dessen Centrum Berchtesgaden gelegen ist. Kranzförmig gruppieren sich um das Berchtesgadener Becken mächtige plateauartige Erhebungen, die in ihrer Form seltsam mit den Ketten westlich der Saalach contrastieren: im Süden und Südosten das Steinerne Meer mit seinen Ausläufern, der Übergossenen Alp, dem Watzmann und dem Hochkalter, ferner das Hagengebirge mit dem Hohen Göll; im Nordwesten und Norden die Reiteralm, das Lattengebirge und der Untersberg. Gegen Süden ist das Berchtesgadener Land fast völlig geschlossen; nur über den Pass Hirschbichl (1179 m Sp.-K.) zwischen dem Hochkalter und der Reiteralm konnten etwa Eismassen aus dem Saalachthal eindringen. Gegen Norden hingegen besitzt dasselbe drei Ausgänge: den Pass Schwarzbachwacht (890 m B.-K.¹⁾ zwischen dem Lattengebirge und der Reiteralm; den Pass Halthurm (678 m) zwischen dem Lattengebirge und dem Untersberg und eine große, nur von unbedeutenden, im Maximum bis 930 m Höhe ansteigenden Erhebungen eingenommene Lücke zwischen dem Untersberg und dem Rossfeld. Die letztere Öffnung benützt heute die Alm, welche alle Gewässer des Berchtesgadener Landes sammelt und der Salzach zuführt. — Diese Abgeschlossenheit des Berchtesgadener Landes gegen Süden lässt es fraglich erscheinen, ob überhaupt Eismassen aus dem Saalach- oder dem Salzachquerthal in das Berchtesgadener Becken gelangt sind. Es ist die Möglichkeit im Auge zu behalten, dass das Berchtesgadener Thalsystem von eigenen Gletschern erfüllt war. Denn wenigleich die Kalkalpen nicht zu der Höhe der Centralalpen sich erheben, so reichen sie doch auch heute hie und da in die Region des ewigen Schnees empor und tragen vereinzelt Gletscher wie das

¹⁾ B.-K. = Specialkarte, herausgegeben vom topographischen Bureau des kgl. bayerischen Generalstabes im Maßstab 1:50.000.

Blaueis und den Ewigen Schnee, und gerade die höchsten Erhebungen der Kalkalpen unseres Gebietes gruppieren sich um das Berchtesgadener Land an dessen Süddeite.

Dem Salzachquerthal parallel zieht, dem Schooße des Dachsteins entspringend, das östliche Traunthal nach Norden. Dass in demselben ein eigener Gletscher dem Alpenvorland zufließt, ist durch E. v. Mojsisovics dargelegt worden.¹⁾ Erratische Gesteine der Centralalpen zeigen, dass dem heute in sich abgeschlossenen und nirgends bis an die Zone der Centralalpen herantretenden Traunthal zur Eiszeit Eismassen einerseits vom Enns-gletscher, andererseits vom Salzachgletscher zugesandt wurden. Der Thalzug, der das Salzachquerthal und das Traunthal über Abtenau und Gosau mit einander verbindet und theils von der Lammer, theils vom Gosaubach durchströmt wird, und in den von Süden her das oben erwähnte Querthal von Annaberg mündet, deutet uns an, welchen Weg die Eismassen, vom Salzachgletscher zum Traungletscher fließend, eingeschlagen haben können.

Der Raum zwischen dem Salzachthal und dem Thal der östlichen Traun wird von Bergen und Berggruppen eingenommen, welche den Charakter des Hochgebirges gänzlich verloren haben. Querthäler und Längsthäler fehlen; nach allen Seiten fließen die Gewässer ab, theils zur Traun und den ihr tributären Seen, theils zur Salzach. Nicht unmittelbar erheben sich die Berge aus dem Salzachthal, vielmehr sind sie einer plateauförmigen Erhebung aufgesetzt, welche das östliche Salzachufer begleitet und steil zum Fluss abstürzt. Hiedurch werden die abströmenden Bäche gezwungen, sich in ihrem Unterlauf einen tiefen klammartigen Canal zu graben, ehe sie in die Salzach fallen.

Nach Norden zu treten die Erhebungen immer mehr und mehr auseinander und die Berge der Flyschzone, die bei Salzburg stark entwickelt ist und weit nach Norden reicht, erheben sich direct aus dem Alpenvorlande, wie der Heuberg, der St. Kolomannsberg, der Irsberg, der Tannberg, der Buchberg und der Haunsberg östlich der Salzach, der Hügelsberg und der Teisenberg westlich derselben. Dieses Anschwellen der Flyschzone, verbunden mit einem Wechsel in der Streichungsrichtung der Schichten, bedingt, dass die Nordgrenze der Alpen bei Salzburg nicht rein westöstlich zieht, sondern eine bedeutende Abweichung gegen Nordost bekundet.

Fünf Thäler erreichen das Alpenvorland, in denen wir Eismassen der Tauern während der Eiszeit vermuthen dürfen: das östliche Traunthal, das Salzachquerthal, das Saalachthal, das Thal der Rothen und dasjenige der Weißen Traun, welche von Traunstein an vereinigt das westliche Traunthal bilden, und das Chiemsee-Achenenthal. Der Gletscher des östlichen Traunthales hat, obgleich er zum Theil von den Eismassen des Salzachgletschers gespeist wurde, doch eine selbständige Entwicklung. Wir werden ihn nur als Nachbar des Salzachgletschers zu behandeln haben. Das gleiche wird sich für den Chiemsee-Achengletscher empfehlen, der zwar gleichfalls einen großen Theil seiner Eismassen von den Tauern erhielt, allein in seinem Unterlauf fast ganz mit dem Inn-gletscher verschmolz.²⁾ Die Eismassen, welche etwa die beiden Quellthäler der westlichen Traun erfüllten, können kaum sehr mächtig gewesen sein.

¹⁾ »Bemerkungen über den alten Gletscher des Traunthales«, Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1863, S. 303—315.

²⁾ Vgl. A. Penck: »Vergleichen der Deutschen Alpen«, Gletscherkarte; ferner Bayberger: »Inngletscher« (Petermann's Mittheilungen, Ergänzungsheft Nr. 70, 1862.) Gletscherkarte.

So bleibt uns als Hauptaufgabe die Untersuchung der alten Gletscher des Salzach- und des Saalachthales.

Drei Thalsysteme vereinigen sich bei Salzburg und münden hier in das Alpenvorland: das Thalsystem der Salzach, das des Berchtesgadener Landes und das der Saalach. Eine auffallende Breite besitzt das Salzachthal in seinem unteren Theile von Golling bis Salzburg, den wir das Golling-Halleiner Thalbecken nennen wollen. Seine Sohle wird von einer weiten Fläche gebildet, welche, nach Norden sich sehr allmähig senkend und immer breiter und breiter werdend, bei Salzburg in eine weite Ebene ausläuft, in die des Salzburger Beckens. Zwei von West und Ost einfallende Seitenthäler, das zwischen dem Hagengebirge und dem Hohen Göll eingesenkte Torrenenthal und das Thal des Lammerbaches, zeigen in ihrem unteren Theile eine gleiche Erweiterung ihrer Thalsohle. Sie bilden gleichsam zwei seitliche Verlängerungen des Golling-Halleiner Thalbeckens, das direct nach Süden im Thal der Salzach sich nicht fortsetzt, sondern am Pass Lueg jäh abbricht. — Eine ähnliche beckenförmige Erweiterung besitzt das unterste Saalachthal im Thalbecken von Reichenhall, welches gleichfalls in das weite Salzburger Becken ausläuft. Es erscheinen das Golling-Halleiner und das Reichenhaller Thalbecken nur als zwei nach Süden vorgestreckte Zipfel des großen weiten Salzburger Beckens.

Nach allen Richtungen steigt der Boden vom Salzburger Becken aus an. Ein Wall von auf- und abwogenden Hügeln und Hügelketten legt sich, im Westen und Osten an das Gebirge anschließend, um den Nordrand des Beckens. Er stempelt das letztere zu einem hydrographischen Centrum, indem er, als Wasserscheide fungierend, alle Bäche seines Südgehänges nach Süden in eigenthümlich gewundenem Laufe sendet und den directen Abfluss der zahlreichen größeren und kleineren Seen nach Norden hindert, die Gewässer seines Nordhangs hingegen in gerader Richtung dem Inn zuleitet. Von der Salzach wird er in einem schluchtartigen Thale durchbrochen, das eigenthümlich mit der weiten Ebene contrastiert, in welcher der Strom zwischen Golling und Laufen dahinfließt. — Ausgedehnte Flächen, zum Theile treppenförmig als weite Terrassen über einander aufgebaut, begleiten die Salzach, nachdem sie bei Burghausen den Randwall des Salzburger Beckens verlassen hat, und vereinigen sich an der Salzachmündung mit den Terrassen des Inn, welche, südlich von dem Randwall des Salzburger Beckens, nördlich von den Tertiärhöhen der Rott begrenzt, die 9–12 km breite Thalweitung zwischen Mühldorf und Schärding bilden.

Drei Zonen, welche bereits 1820 von Weiss¹⁾ erkannt und von Walther 1844 in seiner trefflichen »topischen Geographie Bayerns«²⁾ eingehend beschrieben wurden, durchströmt die Salzach nach ihrem Austritt aus dem Gebirge — drei Zonen, die sich an den Thalmündungen aller größeren Thäler in das süddeutsche Alpenvorland entwickelt finden: ein weites Becken, um welches sich ein Kranz von größeren und kleineren Seen schlingt — die centrale Depression des Salzachgebietes, wie wir dasselbe mit Penck³⁾ nennen wollen; die Zone der wallförmigen Umrandung dieses Beckens und die Zone der weiten Ebenen und Schotterterrassen. In welcher Beziehung dieser zonale Aufbau des Alpenvorlandes mit den Gletschern der Eiszeit steht, wird sich im Verlaufe unserer Untersuchung ergeben.

¹⁾ »Südbayerns Oberfläcker, S. 110.

²⁾ S. 94–133.

³⁾ »Vergletscherung«, S. 123.

ZWEITES CAPITEL.

Die Grundmoräne.

Die Grundmoräne der recenten Gletscher. Verbreitung der diluvialen Grundmoränen. Mächtige Ablagerungen derselben in Seitenthälern. Beziehungen zwischen der Grundmoräne und ihrem Liegenden: Gletscherschliffe und aufgearbeitete Schichten. Die locale Grundmoräne. Schluss aus der Zusammensetzung der Grundmoräne auf den Weg des Gletschers. Der „Eissee“ südlich der Kalkalpen. Art der Gletscherbewegung in denselben. Dessen vier Entwässerungscanäle. Der Lammergeletscher, Salzachgletscher, Saalachgletscher und Chiemsee-Achengletscher. Berührung derselben in den Längsthälern. Eismassen der Tauern in den Thälern der westlichen Tauern. Selbständigkeit des Berchtesgadener Gletschers. Dessen Abflüsse. Verticale Vertheilung der Urgebirgsgeschiebe in den Thälern der Kalkalpen. Zonale horizontale Verbreitung derselben in dem Vorland. Verquetschung des Berchtesgadener Gletschers bei dessen Vereinigung mit dem Saalach- und Salzachgletscher. Depression der oberen Urgebirgsgeschiebegränze in den Thälern der Kalkalpen durch Localgletscher veranlasst. Entfaltung der Localgletscher. Erscheinungen bei der Vereinigung derselben mit den Hauptströmen. Entsprechende Beobachtungen an recenten Gletschern: Grundmoränenmaterial in Mittelmoränen. Die Oberflächenmoränen des Salzachgletschers.

Jeder Gletscher repräsentiert eine große transportierende Kraft; das von ihm transportierte Gesteinsmaterial wird unter dem Namen der Moräne zusammengefasst. Die Art des Transportes kann eine verschiedene sein; der Gletscher trägt die Felsmassen auf seinem Rücken als Oberflächenmoräne thalabwärts, ruhig, ohne sie beim Transporte irgendwie durch Bewegung zu runden oder auch nur ihre Ecken zu bestoßen. Daher besteht die echte Oberflächenmoräne ausschließlich aus eckigem Material, das in keiner Weise von dem Gehängeschutt unterschieden werden kann, ist sie doch selbst nichts anderes als Gehängeschutt, der zufällig nicht auf den festen unbeweglichen Thalboden, sondern auf die Oberfläche eines langsam thalabwärts schreitenden Gletschers fiel. — Der Gletscher schleppt ferner Felstrümmer unter sich an seiner Sohle als Grundmoräne fort. Die Grundmoräne besteht in einer Eisschichte, die ganz und gar mit Gesteinsfragmenten und Schlamm imprägniert ist; sie erscheint als ein Conglomerat mit eisigem Bindemittel. Die Geschiebe sind bald große Blöcke, bald nur kleine Brocken. Die Mächtigkeit der Grundmoräne ist sehr verschieden; sie betrug am Stampfkees, einem Hängegletscher des Opperer im Zillertal, 4—5 m, eine Mächtigkeit, die wohl nicht allzuoft erreicht werden dürfte.

Nicht immer gelingt es, die Grundmoräne in ungewaschenem Zustande, d. h. durch fließendes Wasser noch nicht ihres Schlammes beraubt, zu sehen, da gerade am Gletscherende, wo sonst die Verhältnisse für derartige Beobachtungen am günstigsten liegen, die Abschmelzung, mithin

auch die Wirkung des tröpfelnden und rinnenden Wassers sehr groß ist. Charles Martins' bilderreiche, oft citierte Schilderung der Grundmoräne bezieht sich hauptsächlich auf die Grundmoräne, wie sie sich am Gletscherende gewaschen und von Wasser durchtränkt darstellt.¹⁾

Grundmoräne findet sich nicht nur an der Sohle des Gletschers, sondern überall dort, wo der Gletscher mit dem Gestein seines Bettes in Berührung kommt, also auch in den dem Ufer benachbarten Eisschichten. Sie erreicht auch hier eine beträchtliche Mächtigkeit, wie z. B. am Hornkees im Zillerthal eine solche von 4—5 m und selbst am kleinen, nur durch Lawinen gespeisten Blauis bei Berchtesgaden, 150 m über dem Gletscherende, wies sie eine Mächtigkeit von 3—4 dm auf und führte hier trotz der nur 0.7—0.8 km betragenden Länge des Gletschers gekritzte Geschiebe.

Diese mit dem Gletscher fest zusammengefrorene Grundmoräne wird, eigentlich selbst einen Theil des Gletschers bildend, vom Gletscher unter dem Drucke der auf ihr lastenden Eismassen über den Untergrund hinweggeschleift. Es drücken sich die Unebenheiten desselben im gefrorenen Schlamm als langgezogene Furchen ab, die man, etwa in Randklüften an Stellen, wo der Gletscher scharf um eine Ecke herumzubiegen gezwungen ist und thalabwärts etwas vom Ufer absteht, gelegentlich bis zu mehreren Metern Länge findet, so z. B. am Blauis bis zu 8 m, am Rosenkargletscher im Ötztal, der sein Ende im März 1884 über eine gefrorene kleine Endmoräne hinweggeschoben hatte, bis zu 3 m Länge. — Unebenheiten des Untergrundes, wohl auch eine Differenz in der Geschwindigkeit, mit der die einzelnen Eisschichten sich bewegen, bewirken eine Verschiebung der Theile der Grundmoräne unter einander, und weil diese Verschiebung unter hohem Drucke stattfindet, so reiben sich die einzelnen Geschiebe aneinander und am Untergrund und bringen so die charakteristischen Schrammen, sowie eine Abrundung und Politur hervor. An einem Vorsprunge des Gletscherbettes bleibt wohl eine Zeit lang ein Stück hängen, der Gletscher rückt vor, während das Geschiebe zurückbleibt und zurückbleibend seine Nachbarn aufzuhalten sucht²⁾, bis der sich steigernde Druck von hinten das Hindernis überwindet oder eine Veränderung der Lage der Grundmoränen-Geschiebe zu einander die Umgehung des Hindernisses gestattet. — Bei diesem Process können Vorsprünge des Gletscherbettes losgelöst und der Grundmoräne einverleibt werden. Selten wird ein Stück des Bettes glatt abbrechen, meist werden die Bruchflächen anderen bereits vorhandenen Richtungen der geringsten Cohärenz folgen; so bieten sich durch den Abbruch des einen Hindernisses der andrängenden Grundmoräne sofort neue dar; zumal wenn die Schichten saiger stehen oder saigere Klüfte sie durchziehen, so schafft eine ausgebrochene Zacke immer wieder eine neue³⁾, wie man u. A. am Marzellferner im Ötztal beobachten kann. Gerade unter dem Marzellferner lag 1884 auf den vorstehenden Schichtköpfen ein Block von mehreren Kubikmetern Rauminhalt, der in der Grundmoräne angeschleppt worden war und von derselben über die unregelmäßigen, zackigen Vorsprünge des Gletscherbodens hinweggeführt wurde; die Grundmoräne drängte sich

¹⁾ Revue des deux mondes, 1847, I, S. 704 ff.

²⁾ Nach einer Beobachtung in einer Randklüfte des Blauis, wo sich das Zurückbleiben darin äußerte, dass unmittelbar vor den betreffenden Geschieben in dem Eis sich ein Hohlraum genau mit dem Querschnitt des offenbar aufgehaltene Geschiebes befand.

³⁾ Vgl. auch G. Violette-le-Duc, »Le Massif du Mont Blanc«, Paris 1876, S. 58.

hier zwischen die zum Theil schon geknickten Zacken ein. — Gelegentlich grenzt auch an eine deutlich geschrammte Fläche des Gletscherbodens eine Vertiefung, die durchaus brüchig erscheint, sodass man sich des Eindruckes nicht erwehren kann, dass hier eine Platte losgelöst sei. Trefflich ließ sich dieses auf den bei dem jüngsten Gletscherrückgang freigewordenen Gletscherböden des Obersulzbachkees (Hohe Tauern) und Hornkees (Zillertal) beobachten, woselbst eine Zerklüftung des Gesteines ungefähr parallel der Oberfläche desselben das Loslösen erleichtert. Dass dieses Loslösen unter dem Gletscher geschah, lehren Vertiefungen, die an schöngeschliffene Flächen grenzen, deren Rauigkeiten jedoch bereits etwas abgenutzt sind. Allein man findet, wenngleich nicht allzu häufig, auch die Felsstücke selbst, welche aus dem Gletscherbett ausgebrochen sind und an denen sich die Herkunft nachweisen lässt. Sie zeichnen sich, wie an mehreren Blöcken am Stampfkees beobachtet werden konnte (Sommer 1884), vor den anderen Geschieben dadurch aus, dass sie auf einer Seite einen Gletscherschliff mit parallelen Schrammen tragen, wie sie sich sonst nur auf anstehendem Gestein finden, während alle anderen Seiten durch ganz oder fast ganz unveränderte Bruchflächen gebildet werden. Bei längerem Transporte müssen derartige Stücke natürlich an allen Seiten Schrammen annehmen; sie gehen in gewöhnliche Geschiebe über. Dieser Umstand erklärt zur Genüge die Seltenheit derartiger unzweifelhafter Fragmente des Gletscherbodens.

Die Art der Bewegung der Grundmoräne erzeugt eine Unmasse von Schlamm, der die Grundmoräne ganz durchzieht. Schmilzt die Grundmoräne aus dem Eise heraus, in einer Lage, in der sie von fließendem Wasser nicht erreicht und gewaschen werden kann, so stellt sie sich als ein ungeschichtetes Schlammager dar, in dem unregelmäßig die Gletschergeschiebe eingelagert sind. In dieser Form hat sie sich uns aus der Diluvialzeit erhalten. Ihre Verbreitung fiel ursprünglich ohne Zweifel mit der Ausdehnung des diluvialen Eises in verticaler und horizontaler Richtung zusammen, ist jedoch gegenwärtig vielfach unterbrochen. Sie überzieht die Gehänge der Thäler des Gebirges und der Vorberge, wenn sie nicht, was meist der Fall ist, vom Wasser nachträglich abgespült wurde. Besonders auf den steilen Wänden der Kalkgebirge hat sie sich nur selten erhalten; dagegen findet sie sich auf nahezu horizontalen plateauartigen Erhebungen zum Theil in bedeutender Mächtigkeit wie z. B. auf den Terrassen von Goldegg im Pongau, den Terrassen von Buchberg und Werfenweng bei Bischofslofen und den Höhen von St. Kolomann¹⁾ bei Golling.

Während sie im Hauptthale selbst nur selten stark entwickelt ist, bildet sie in kleinen Seitenthälern oft Ablagerungen von 50 m Mächtigkeit und darüber. Das ganze Thal des Tauglbaches, der oberhalb Hallein von Osten in die Salzach mündet und dieselbe durch seine ungeheuren Schuttmassen an das westliche Thalgehänge herandrängt, ist ganz angefüllt mit kalkiger Grundmoräne. Der Bach hat dieselbe durchschnitten und bereits in den anstehenden Fels eine nur wenige Meter breite und nach Schätzung wohl 30—40 m tiefe unzugängliche Klamm eingerissen. Der Schutt, den der Bach in das Salzachthal herabträgt, entstammt größtentheils dieser Grundmoräne. — Eine nicht minder mächtige Moränenablagerung findet sich im Wildenthal bei Lofer; sie hat hier 1879 Veranlassung zu einer Abrutschung, wie sie in Glacial-

¹⁾ Nicht zu verwechseln mit dem St. Kolomannsberg zwischen der Mattceer See-Gruppe und dem Irrsee.

ablagerungen nur zu häufig vorkommen¹⁾, einer Placicke, wie der Tiroler sagt, gegeben, welche an 15—20000 qm Waldbestand zerstört hat und heute noch nicht völlig zur Ruhe gekommen ist. Die Gaissau, östlich von Adnet, die Weitenau, östlich von Golling, das vom Hohen Göll gegen Golling herabziehende Weißenbachthal bieten andere Beispiele solcher Anhäufungen von Moräne, die, in allen diesen Fällen ausschließlich aus den Gesteinen der Umgebung bestehend, den Thalboden bedeckt und sich an die Gehänge anlehnt. In jedem größeren Seitenthale trifft man derartige gehäufte Grundmoräne. — Trotzdem solche mächtige Lager von Grundmoräne jedenfalls nicht als Ganzes vom Gletscher transportiert wurden, also nicht die gewöhnliche Grundmoräne, sondern ohne Zweifel eine Anhäufung von nach einander abgelagerten Massen darstellen, lässt sich nur in den seltensten Fällen eine schwache Andeutung von Schichtung erkennen; meist macht die ganze Ablagerung einen einheitlichen Eindruck.²⁾

Eine enge Beziehung existiert zwischen der Grundmoräne und ihrem Liegenden; dasselbe ist unter der Grundmoräne je nach seiner Härte geschliffen oder aufgearbeitet. Gletscherschliffe sind in den Tauern auf schwer verwitternden, quarzreichen Gesteinen wie vor allem auf Gneiß zu Hunderten bloßgelegt. Sie erscheinen als Rinnen von verschiedener Breite und Tiefe, welche der Thalrichtung folgen. Die feineren Ritzen sind in der Regel der Verwitterung zum Opfer gefallen und treten nur dann deutlich hervor, wenn die Platte, die sie trägt, erst vor Kurzem der schützenden Moränendecke beraubt wurde oder Quarzgänge das Gestein durchziehen, auf denen sich meist Bruchstücke der feinen Linien erhalten haben. Die Zahl und Deutlichkeit der Schliffe nimmt zu, je mehr man sich dem Gebiet der recenten Gletscher nähert und je jünger entsprechend die Schliffe sind. Ein prächtiger Schriff auf Gneiß findet sich im Bett des vielbesuchten Krimmler Wasserfalles auf einer fast horizontalen Platte zwischen dem untersten und dem mittleren Falle volle 15 km vom Ende des heutigen Gletschers entfernt; die Ache hat noch nicht vermocht, dieses Zeichen einstiger Gletschergröße zu vernichten, obgleich es bei Hochwasser darüber hinweg schießt.

Ganz anderer Art sind im Salzachgebiet die Gletscherschliffe auf Kalkgestein; hier sind es selten tiefe Furchen, sondern meist nur feine, oft sehr feine Ritzen, die manchmal so unendlich werden, dass es unmöglich ist, ihre Richtung festzustellen. Doch gilt dieses nicht vom Kalkstein im Allgemeinen; es hängt vielmehr die Schärfe und Tiefe der Schrammen wesentlich von der physikalischen Beschaffenheit des Kalkes ab. So zeigen im Gegensatz zu den Gletscherschliffen auf dem Hauptdolomit und dem Dachsteinkalk des Salzachgebietes die Schliffe etwa auf dem Hochgebirgskalk (Malm) der Schweizer Alpen häufig Furchen oder doch wenigstens viel stärker eingetiefte Schrammen. Da Kalkstein sehr leicht der Verwitterung anheimfällt, so haben sich Gletscherschliffe in den Kalkalpen in der Regel nur dort erhalten, wo sie von Moräne bedeckt blieben. Mir sind im Salzachgebiete überhaupt nur neun zuverlässige diluviale Gletscherschliffe auf Kalk bekannt geworden; von denen acht noch von Grundmoräne bedeckt waren und nur einer am Hintersee bei Faistenau bloßlag; bei zwei Fällen war es unmöglich, deutliche Schrammen zu erkennen, so gleichmäßig war die Politur.

¹⁾ Vgl. G. A. Koch, »Murbrüche in Tirol.« Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1875, S. 112.

²⁾ Vgl. auch Penck, »Vergletscherung«, S. 38.

Gletscherschliffe in den Kalkalpen und im Alpenvorland des Salzachgebietes.

Örtlichkeit	Grundgestein	Richtung	Bemerkungen
Hintergehänge des Stoifer Grabens im Steinernen Meer	Diluviale Breccie	W	Unmittelbar bei der Weißbachalpe
Capelle Bruneck im Pass Lueg	Hauptdolomit	—	Polierter Rundbuckel mit Moräne bedeckt
Hochbruch am Untersberg ¹⁾	Rudistenkalk (Gosau)	—	Polierte Fläche mit Moräne bedeckt
Am Brunnbach, Ausfluss des Hintersees bei Faistenau	Hauptdolomit	N 30–40° W	Bloßgelegt an einer senkrechten Wand, 3 m über dem See
Überd. Reithmühle zwischen Hintersee und Faistenau	Hauptdolomit	N 40° W	20 m über dem See-Niveau
Vorder-Eisenwang am Fuschlsee	Hauptdolomit	N 50–60° W	Hinter dem Wirthshaus ²⁾
Dürnberg zwischen Salzach und Waginger See	Diluviale Nagelfluh (altes Delta)	N 10° W	Im alten Steinbruch
Steinmast zwischen Salzach und Waginger See	Diluviale sandige Nagelfluh (altes Delta)	N 15° W	Im Steinbruch
Rechtes Salzachufer unterhalb Laufen	Niederterrassenschotter	N 15° W ³⁾	

Leicht sind in der Regel vom Gletscher geschliffene Flächen von solchen zu unterscheiden, die ihre Glättung dem rinnenden Wasser verdanken. Das Wasser präpariert die einzelnen Mineralien zusammengesetzter Gesteine je nach ihrer Härte und Löslichkeit heraus, frisst vermöge seiner lösenden Kraft die Kalkflächen ungleichmäßig an, sodass sie der tastenden Hand eine rauhe Oberfläche bieten; der Gletscherschliff durchschneidet harte und weiche Theile in gleicher Weise, poliert Kalkflächen und bringt ihnen nicht selten einen prächtigen Glanz bei. Nicht so leicht ist die Unterscheidung der Gletscherschliffe von Rutschflächen, wie die schönen pseudoglacialen Schliffe von Bopfingen und Lauchheim im schwäbischen Jura zeigen. ³⁾

Gletscherschliffe finden sich in der Regel nur auf festem Gestein und ganz vereinzelt ist das Vorkommen eines Schliffes auf nur locker verfestigtem Schotter bei Laufen. Lockere Gesteine, wie Schotter, Sandstein, Lehm und Thon sind unter der Grundmoräne aufgearbeitet. So ist diluvialer Lösslehm bei Feldkirchen ⁴⁾, im Innviertel genau nördlich von Salzburg am Rande der Moränenzone gelegen, unter der Moräne aufgewühlt; es sind gekritzte Geschiebe in die obersten Schichten des Lösslehms eingearbeitet, die unteren Schlammschichten der Moräne durch Lösslehmartikelchen gelb gefärbt, der Lösslehm in seinen oberen Theilen zerknetet, während er tiefer unten ungestört geblieben ist und etwas weiter nördlich, wo ihn der Gletscher nicht mehr erreichte, seinen gewöhnlichen Habitus zeigt.

¹⁾ Vgl. Tagblatt der 54. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte zu Salzburg, 1881, S. 70f.

²⁾ Freundliche Mittheilung des Herrn Prof. Dr. Albrecht Penck.

³⁾ Vgl. auch Penck, »Pseudoglaciale Erscheinungen«, im Ansland, 1884, S. 641 f.

⁴⁾ Vgl. unten Cap. VI.

Bei Bärenstadt am Südfuße des Wilden Kaisers findet sich in einem Graben eine Kalkmoräne mit stark zurücktretenden Urgebirgsgeschieben und Buntsandstein-Fragmenten aufgeschlossen. Die Geschiebe liegen eingebettet in einen weißlichen Kalkschlamm, der keine Spur von Schichtung zeigt. Die Gehänge bei Bärenstadt werden von Hauptdolomit, Raibler-Schichten und Hallstätterkalk zusammengesetzt. Verfolgt man von hier den Weg nach Scheffau zu, so gelangt man bald aus dem Gebiete des Kalkes in das Gebiet der als rother Sandstein entwickelten Werfener Schichten. Mit einem Schlag hat sich der Charakter der Grundmoräne geändert: statt des weißlichen Kalkschlammes bildet hier vorwiegend ein rother sandiger Schlamm die Grundmasse der Ablagerung; die vorher nur wenig zahlreichen Buntsandsteingeschiebe herrschen beiweitem vor und drängen die Kalk- und Urgebirgsgeschiebe stark zurück. Der Eisstrom, der diese Grundmoräne hinterließ, kam von Westen aus dem Innthal als ein Zweig des Innghetschers und zog zum Gletscher des Chiemsee-Achenthales, wie der Gehalt der Grundmoräne an Innthalgesteinen lehrt. Sobald er das Gebiet der Werfener Schichten erreicht hatte, nahm seine Grundmoräne Fragmente dieses durch seine Farbe so charakteristischen Gesteines auf, sie nahm einen localen, die Beschaffenheit des Untergrundes widerspiegelnden Charakter an; es erhielt also die Grundmoräne hier Material direct vom Gletscherbett.

Bei Steinmaul zwischen dem Waginger See und der Salzach findet sich ein sehr sandiges Conglomerat, das von Grundmoräne überlagert wird. Dasselbe trägt einen Gletscherschliff, der freilich nichts weniger als deutlich genannt werden darf und nur dadurch zuverlässig als solcher erkannt werden konnte, dass Grundmoräne denselben bedeckt. Auf dem Sandstein erscheint er in Form von Furchen, während einzelne eingekittete Kalkgerölle die bekannten parallelen Schrammen aufweisen. Gleichzeitig drängt Grundmoräne sich in die Klüfte des Conglomerates; ein großer Block erschien an einer Seite gelüpft, Grundmoräne hatte sich bereits unter ihn gepreßt. Fragmente des Conglomerates von kleineren Dimensionen waren in den untersten Schichten der hier nur 1 m mächtigen Grundmoräne nicht selten, die Grundmoräne war gleichzeitig stark sandig und vereinigte so in sich alle charakteristischen Züge einer localen Grundmoräne, wie Torell derartige localgefärbte Vorkommnisse genannt hat.¹⁾ Auf dem Rücken des Haunsberges lagert, wie schon Penck beobachtete²⁾, eine mächtige schlammige Moränenlage; dieselbe enthält auffallend zahlreiche mehr oder minder abgenützte Fragmente des den Berg zusammensetzenden Flysches neben eingestreuten Blöcken alpiner Herkunft.

Alle diese Erscheinungen sprechen für die vielfach bestrittene Annahme, dass der Gletscher seine Grundmoräne sich direct aus dem Gletscherboden nimmt und dieselbe nicht ausschließlich aus der Oberflächmoräne empfängt. Wenn sich in der Grundmoräne Gesteine finden, welche nie über den Gletscher emporgeragt haben können, wie z. B. das, eine nur wenige Meter hohe Bodenschwellung bildende Conglomerat von Steinmaul, der Tertiärkies, die Nagelsuh- und Schotterablagerungen des Alpenvorlandes — alles Gesteine, welche in zahlreichen Geschieben in der Grundmoräne auftreten, so lässt sich das nur durch eine directe Auf-

¹⁾ Verhandlungen d. Berliner Ges. f. Anthrop., Ethnogr. u. s. w., 1880, S. 152, vgl. auch F. Wahnschaffe Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., 1880, Bd. XXII, S. 774, 1863, Bd. XXV, S. 631.

²⁾ Vgl. Penck, »Vergletscherung«, S. 41. Penck spricht hier irrtümlich vom Hausruck, statt vom Haunsberg. Der weit östlicher schon außerhalb des Moränengebietes gelegene Hausruck besteht aus jungtertiären Ablagerungen.

nahme derselben aus dem Gletscherboden erklären. Hiernit soll freilich nicht gesagt sein, dass nicht auch ein Theil der uns jetzt in den alten Grundmoränen vorliegenden Geschiebe aus den Oberflächenmoränen herkommen könne, wenn auch Spalten- und Randklüfte bei den mächtigen Gletschern der Diluvialzeit nur auf eine gewisse Oberflächenschicht des Eises beschränkt gewesen sein und gemäß der größeren Plasticität des Eises unter hohem Druck Hohlräume im Eise mit der Tiefe an Zahl abgenommen haben dürften.¹⁾

Weil die Grundmoräne Material aus dem Gletscherbett empfängt, theils indem sie bereits vorhandenen Schutt sich einverleibt, theils indem sie selbst Fragmente des Gletscherbodens losbricht, so muss sie, je weiter der von ihr bereits zurückgelegte Weg ist, ein desto bunteres Gemisch sämtlicher von ihr überschrittenen Gesteinsarten darstellen. Verließ das Eis bei Saalfelden das Pinzgau und die Schieferzone und betrat in den Hohlwegen das Gebiet der Kalkalpen, so gesellten sich sofort zu den Gneiß- und Schiefergeschieben Fragmente sämtlicher Kalke, mit denen der Gletscher in Berührung kam u. s. f. Daher kann man aus der Zusammensetzung der Moränen auf die Herkunft und den Weg des Eisstromes schließen, der sie ablagerte.

Aus den Tauernthälern stiegen die Eismassen herab und sammelten sich im weiten Salzachlängsthal. Das Grauwackengebirge der Kitzbichler Alpen ist stellenweise ganz übersät mit erraticen Blöcken, deren Heimat im Innern der Tauernkette liegt, und welche bei Kitzbichl bereits von Morstadt bemerkt und als Beweis dafür angesehen wurden, dass der Pass Thurn von den Eismassen der Hohen Tauern überschritten wurde.²⁾ Gesteine des Gasteiner Thales, Gneiß- und Serpentinblöcke zum Theile von bedeutenden Dimensionen, haben sich mit den Eismassen des Gasteinerthales über die Höhen von Goldegg verbreitet, den Sattel von Althaus (1170 m Sp.-K.) überschritten und das Gebiet von Mühlbach erreicht, wo sie sich im Brennerlehengraben in großer Zahl finden. Gneißblöcke drangen in das Dientenbachtal und finden sich noch heute auf dem Dientener Sattel (1351 m Sp.-K.), der den Übergang aus dem Gebiete von Dienten in dasjenige von Mühlbach vermittelt, ferner auch auf dem Filzensattel (1252 m Sp.-K.), der die Wasser des der Salzach tributären Dientenbaches von denen des bei Saalfelden sich in die Saalach ergießenden Saalfeldener Almbaches scheidet. Die ganze Urschläu — so heißt das Almtal im Volksmunde — ist übersät mit Gneißblöcken; am Bache entlang wandernd wähnt man im Gebiete des anstehenden Gneißes sich zu befinden — so äußerst zahlreich sind die erraticen Blöcke. Ob dieselben hierher aus dem Gasteiner Thal über Dienten und den Filzensattel gelangten oder von einer seitlichen Ausstülpung der Eismassen des Saalachthales bei Saalfelden abgelagert wurden, vermögen wir nicht mit Sicherheit zu entscheiden; doch erscheint der letztere Fall als der wahrscheinlichere. — Zwei Arme lösten sich vom benachbarten Inngletscher los und vereinigten sich, der eine den Weg über Hopfgarten einschlagend, dem heute die Giselabahn folgt, der andere durch das weite Thal von Emlau ziehend, mit den Eismassen des Chiemsee-Achenthales. — So war das ganze Gebiet zwischen der Tauernkette und dem südlichsten Zug der Kalkalpen von Eis erfüllt, es bildete gleichsam einen weiten Eissees.

¹⁾ Vgl. A. Böhm: »Die alten Gletscher der Enns und Steyr.« Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1865, S. 557 und auch A. Heim, »Gletscherkunde«, Stuttgart 1865, S. 213.

²⁾ Zeitschr. des Deutsch. und Österr. Alpenver., 1873, S. 236.

Drei Querthäler sahen wir sich gegen das Längsthal der Salzach öffnen; drei große Ströme von Gesteinen der Tauern ergossen sich durch dieselben, getragen zwar nicht von großen Fluthen, wie Schönnausgruber meint, wohl aber von mächtigen Eismassen, deren Grundmoränen, stark mit Urgebirgen aus den Hohen Tauern versetzt, heute noch die Gehänge hie und da bedecken und uns lehren, dass selbst die Engen jener Querthäler, wie die Hohlwege und der Pass Lueg bereits zur Eiszeit ihre heutige Gestalt besaßen und in der That von den Gletschern durchschritten wurden.

Ein vierter Eisstrom ging von den bereits im Gebiete der oberen Enns sich erhebenden Kämmen der Radstädter Tauern aus und schaffte Geschiebe der paläozoischen und unteren triadischen Schichten, welche ausschließlich jenen Theil der Tauern zusammensetzen, über den Sattel von St. Martin (969 m) bei Annaberg, der sich nur 120 m über die Sohle des Gletschers bei Eben erhob, in das Becken von Abtenau und in das Lammertal herüber. Gerade dieser Arm gibt uns über die Art und Richtung der Bewegung in den enormen Gletschermassen zwischen dem Centralkamme der Hohen Tauern und dem südlichsten Kalkzug willkommenen Aufschluss. Das Fehlen jeglicher Gesteine der Gneiß- und Glimmerschieferformation, welche in den westlichen (Hohen) Tauern vorherrschen, lehrt uns, dass kein Eis jener Gebiete in die Gegend von St. Martin und in das Becken von Abtenau eindrang, dass vielmehr die Eismassen der Radstädter Tauern, des Klein-Arlthales, des Flachauer (Ober-Enns-) Thales und des Taurachthales, unbekümmert um die nicht unbedeutenden Unebenheiten des Bodens, in gerader Richtung nach Norden, der allgemeinen Abdachung des Gebirges folgend, abflossen und allein von ihnen der Gletscher des Lammertales gespeist wurde. Da weiter westlich in den Hohen Tauern Gneiß, Glimmerschiefer und Thonschiefer sich überall in nahezu gleicher Weise am Aufbau des Gebirges beteiligen, so vermögen wir einen derartigen Schluss auf die Bewegung des Eises hier nicht zu ziehen. Doch dürfen wir, gestützt auf unsere Beobachtungen in der Gegend von St. Martin und im Becken von Abtenau, vermuthen, dass die Eismassen der östlichen Hohen Tauern im Salzachquerthale die Kalkalpen betreten, die der westlichen Hohen Tauern im Saalachthal und Chiemsee-Achenthal. Es bestätigt sich der von Penck¹⁾ für das Innggebiet ausgesprochene Satz, dass zur Eiszeit die Entwässerung der Alpen auf directeren Wegen vor sich ging als heute. Eine seitliche Bewegung des Eises von größerer Bedeutung, wie etwa ein Ausweichen und östliches Umgehen des Tännengebirges, hat auf den Höhen zwischen Enns und Salzach nachweislich gar nicht, zwischen Salzach und Saalach, wenn überhaupt, so doch vermuthlich nur in geringem Maße stattgefunden. Das gleiche dürfte nicht von den Eismassen zwischen dem Saalachthale und dem Chiemsee-Achenthale gelten, da der Pass Thurn, welcher das letztere gegen das Salzachlängsthal abschließt und sich bis 1275 m (Sp.-K.) über dem Meere oder fast 500 m über der heutigen Thalsohle erhebt, dem Abfließen der Gletschermassen nach Norden ein sehr bedeutendes Hindernis in den Weg legen musste. Es erscheint daher hier im Ober-Pinzgau eine seitliche Bewegung des Eises wenigstens in seinen unteren Schichten von West nach Ost zur Öffnung des Saalachthales hin sogar wahrscheinlich.

Vier Eisströme sehen wir aus dem gewaltigen Eissee zwischen den Tauern und dem südlichen Zug der Kalkalpen entspringen und in vier

¹⁾ Penck, »Vergletscherung«, S. 91.

Querthälern, beziehungsweise Querthalzügen in die Kalkalpen eintreten. Wir wollen dieselben nach den Thälern, in denen sie sich bewegen, als Lammergletscher, als Salzachgletscher, als Saalachgletscher und als Chiemsee-Achengletscher bezeichnen.

Mehrfach theilten sich diese vier Eisströme und sandten seitliche Zweige in die sich rechts und links auf ihrem Wege öffnenden Längsthäler; sie traten durch die letzteren mehrfach miteinander in Verbindung. So berührten der Saalachgletscher und der Chiemsee-Achengletscher einander in dem Längsthalzug von Lofer — Weidring — Erfpendorf und demjenigen von Unken — Winkelmoos — Kössen. Zwischen dem Saalachgletscher und dem Salzachgletscher kam es zu keiner Communication, da hier verbindende Längsthalzüge fehlen. Der Lammergletscher seinerseits nahm, nachdem er auf eine relativ kurze Strecke die nördliche Richtung eingehalten hatte, bald eine rein westliche an und vereinigte sich gleich nördlich des Pass Luog mit dem Salzachgletscher.

Aus den Längsthälern drangen Eismassen der Tauern in secundäre Querthäler. Von dem im Thalzug zwischen Unken und Kössen liegenden Eistrom lösten sich zwei Zweige ab und speisten den Gletscher der Weißen Traun, indem der eine aus dem Unkenbachthale über eine kaum sich orographisch bemerkbar machende Wasserscheide in das dem Thalsysteme der Weißen Traun angehörende Fischbachthal zwischen dem Dürrenbachhorn und dem Sonntagshorn, der andere in das Thal des Weitsees eindrang. Bei Schnaitzreut löste sich ein Zweig vom Saalachgletscher ab und betrat das Gebiet der Rothen Traun. In gleicher Weise trennten sich bei Hallein Eismassen vom Salzachgletscher ab und zogen im Adneter Alnthale nordwärts. So erfüllte ein Netz von Eisströmen, welche mit Gesteinen der Tauern beladen waren, die Längsthäler und Querthäler der Kalkalpen.

In drei Querthälern betraten die Eismassen das Alpenvorland: im Chiemsee-Achenenthal, im Saalachthal und im Salzachquerthal; die Gletscher der beiden westlichen Traunthäler, der Weiße und der Rothe Traungletscher, und die Eismassen, welche der Salzachgletscher durch das Adneter Alnthal über Adnet und Ebenau nach Norden sandte, erreichten das Alpenvorland nicht.

In das Berchtesgadener Land drang kein Urgebirgseschiebe; es hatte seinen eigenen Gletscher, den Berchtesgadener Gletscher, der, aus drei Componenten, dem Hinterseer Gletscher, dem Wimbachgletscher und dem Königseer Gletscher entstehend, das Thalsystem derart ausfüllte, dass kein Eis mehr vom Saalachgletscher über den Pass Hirschbichl eindrang.¹⁾ Es scheint das Eis, das im Saalachthal wie im Berchtesgadener Land ein höheres Niveau erreichte als der Pass Hirschbichl (1176 m Sp.-K.), an denselben gleichsam wie an einer Gletscherscheide nach Westen und nach Osten abgeflossen zu sein. Nicht so war es an den anderen Pässen, über welche das Berchtesgadener Thalsystem mit den benachbarten Thälern in Verbindung steht. Über den Pass zur Schwarzbachwacht, ebenso über den Pass Hallthurn ergossen sich Arme des Berchtesgadener Gletschers in das Saalachthal, um sich hier mit dem Saalachgletscher zu vereinigen; nirgends finden sich auf diesen Pässen die für den Saalach- und Salzachgletscher charakteristischen Urgebirgseschiebe, dagegen wohl die rothen Sandsteine des Berchtesgadener Beckens, welche uns die Richtung offenbaren, in der sich das Eis hier bewegte. Der Hauptabfluss ging jedoch längs dem niedrigen Rücken

¹⁾ Vgl. auch Penck in Leopoldina, 1855, S. 129.

zwischen Hallein und Berchtesgaden zum Gletscher des Salzachquerthales. Wenn man von Hallein kommend die Straße nach Berchtesgaden emporsteigt, so beobachtet man zahlreiche Urgebirgsgeschiebe in den Grundmoränen, die hier und da am Straßenrand aufgeschloßen sind. Diese Urgebirgsgeschiebe begleiten uns bis hinauf auf die Wasserscheide zwischen dem Berchtesgadener Almbach und der Salzach. Steigen wir von hier abwärts gegen die Alm und das Berchtesgadener Becken hin, so erkennen wir sofort, dass Urgebirge den Moränen völlig fehlen, welche hier die Gehänge auskleiden. Während das Ostgehänge des Höhenzuges zwischen Alm und Salzach mit den Eismassen des Salzachgletschers in Berührung kam, flossen längs dem Westgehänge desselben die Gletschermassen des Berchtesgadener Landes nach Norden.

Es kommen allerdings in den Moränen der Umgebung von Ramsau bei Berchtesgaden Urgebirgsgerölle vor; diese stammen jedoch von dem sogenannten Ramsauer Conglomerat ¹⁾, dessen Ablagerung vor die Bildung der Moränen fällt. Dieses Conglomerat setzt sich vorwiegend aus Geröllen von krystallinischen Schiefem zusammen und findet sich, jedoch nicht allzuhäufig, in den Glacialablagerungen von Berchtesgaden. Bald sind es ganze Fragmente des Conglomerates, bestehend aus verschiedenen zusammenge kitteten Geröllen, bald auch nur einzelne Urgebirgsgesteine, an denen oft noch Stücke des Cementes anhaften. Aus diesem Conglomerat stammen sämtliche Urgebirge im Berchtesgadener Gebiete. ²⁾ Wir lernen im Berchtesgadener Gletscher einen großen Localgletscher kennen, dessen Wurzeln nicht in den Centralalpen lagen. Die Größe des von ihm bedeckten Gebietes, seine bedeutenden Eismassen rechtfertigen es, wenn wir ihn als fünften ebenbürtigen Eistrom dem Lammer-, Salzach-, Saalach- und Chiemsee-Achengletscher zugesellen.

Im Salzburger Becken vereinigten sich die vier großen erstgenannten Gletscherarme zum Salzachgletscher im weiteren Sinne und legten sich in einem einheitlichen Fächer auf das Alpenvorland, während der Chiemsee-Achengletscher sich dem Inn-gletscher näherte und mit demselben auf der Ebene fast ganz verschmolz. Hier, nördlich von Salzburg, finden wir in den Gletscherablagerungen die Gesteine des ganzen Gebietes, der Centralalpen, der Schieferzone und der Kalkalpen bunt durcheinander. Allein trotz dieser Buntheit der Zusammensetzung tritt doch eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der Verbreitung der Gesteine der einzelnen Alpenzonen sowohl im Alpenvorlande wie auch im Gebirge klar hervor.

Wenn man von Lofen ostwärts zur Lofener Alm aufsteigt und das weite Gebiet des Bergsturzes, dessen Trümmer den nördlichen Theil des Lofener Beckens ausfüllen, verlässt, tritt der Weg auf Moräne über, die die Gehänge des Thales überzieht und den Weg mit Unterbrechungen bis hinauf zur Lofener Alm begleitet. In den tiefer im Thale gelegenen Partien dieser Grundmoräne finden sich sehr zahlreiche Geschiebe aus der Central- und Schieferzone, auch bunte Sandsteine von Saalfelden. Die Zahl der gerundeten Geschiebe übertrifft bei weitem diejenige der nur kantenbestoßenen. Steigt man höher, so ändert sich das Verhältnis, die Urgebirge treten immer mehr zurück, die Kalke immer mehr in den Vordergrund; gleichzeitig nimmt die Zahl der gerundeten Geschiebe ab und diejenige der eckigen zu. Es schwinden die Buntsand-

¹⁾ Vgl. Cap. VIII.

²⁾ Penck in Penck u. Richter: »Das Land Berchtesgaden«. Separat-Abdruck aus der Zeitschrift des Deutsch. u. Österr. Alpenvereines, 1865, S. 25.

steine und endlich behaupten die Kalke und Mergel, wie sie an Ort und Stelle anstehen, sich in der Grundmoräne ganz allein. Das letzte Urgebirgsgeschiebe fand sich in 1177 m Höhe, also 540 m über Lofen. Doch die schlammige Moräne geht noch höher hinauf. Zwar ist die Zahl der gerundeten und gekritzten Geschiebe klein geworden, doch ist sie noch immer groß genug, um keinen Zweifel an der Echtheit der Moräne aufkommen zu lassen. Die Moräne reicht bis 1455 m Höhe. Gleich beim Abstieg nach Unken konnte ich diese Beobachtung wiederholen: das erste centralalpine Geschiebe wurde in 1020 m Höhe angetroffen. In der ganzen Umgebung von Unken gehen die Geschiebe aus den Centralalpen nicht wesentlich über 1200 m Höhe hinaus¹⁾, obwohl die Moränen sich um ein beträchtliches Stück höher hinauf verfolgen lassen. Gleichzeitig mit der Zahl der Urgebirgsgeschiebe nimmt die Rundung und deutliche Kritzung aller Geschiebe ab und in den obersten Partien der Moräne sind eckige Stücke in Schlamm gebettet beiweitem vorherrschend, wenn auch noch hier und da ein gekritztes Geschiebe sich findet. Dieselbe Erscheinung zeigt sich noch an vielen Orten: zwischen der Salzach und der östlichen Traun im Tauglgebiet, auf der Höhe von St. Koloman bei Golling, am Ostgehänge des Rossfeldes bei Hallein. Es beschränken sich hier überall die aus großer Ferne angeschleppten und daher stark gerundeten und abgenützten Geschiebe auf die Grundmoränen des unteren Thalgehänges, während die Moränen des höheren Niveaus ausschließlich aus eckigen, wenig abgenützten Geschieben der benachbarten Gesteine bestehen.

Dieses Verhältnis findet sich gleich deutlich, wenn auch in etwas anderer Weise auf dem Alpenvorland in der Vertheilung der Gesteine in den Endmoränen ausgesprochen. Um ein zuverlässigeres Resultat, als es durch bloße Schätzung erreicht werden kann, zu gewinnen, suchte ich durch Abzählen den Procentsatz der Gesteine aus den Centralalpen gegenüber der Geschiebezahl aus den Kalkalpen und dem Alpenvorland festzustellen. Nachfolgende Tabelle gibt die Resultate der Zählungen, welche natürlich auf absolute Genauigkeit keinen Anspruch erheben, jedoch infolge der gleichmäßigen Zählmethode untereinander gut vergleichbar sind.

Es beträgt der mittlere Gehalt der Moränen des Salzachletschers im Alpenvorlande an Urgebirgsgeschieben und krystallinischen Schieferen

im westlichen Theil des Fächers 17% (14, 17, 22, 22, 17%)

im mittleren Theil des Fächers 30% (22, 35, 27, 39, 27, 34, 40, 26, 27%)

im östlichen Theil des Fächers 11% (13, 12, 7, 18, 8, 16, 10, 8%)

Zum westlichen Theil des Eisfächers, der sich gemäß der nordöstlichen Abweichung, welche die Nordgrenze der Alpen im Salzachgebiete zeigt, nicht symmetrisch zur Nord-Südlinie, sondern vielmehr (vgl. Karte I) symmetrisch zu der nach NNW ziehenden Salzach auf's Alpenvorland hinauslegte, sind alle Moränen westlich der Linie Saalachmündung — Waginger See gerechnet, zum östlichen alle Moränen östlich der Linie Saalachmündung — Ibmer Moos, während die zwischen diesen zwei Linien gelegenen Moränen als Moränen des mittleren Theiles zusammengefasst wurden. Die eingeklammerten Zahlenreihen geben die Resultate der einzelnen Zählungen nach der Lage der Örtlichkeit von West nach Ost an. Die Zahlen beweisen, dass die Moränen der Mitte des Fächers beiweitem mehr Geschiebe aus der Centralzone enthalten als jene der Seiten des

¹⁾ So auch nach K. Peters im Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1854, S. 141.

Fächers, ein Verhältnis, das auch von Bayberger an den Moränen des Inngletschers erkannt wurde.¹⁾

Die Ströme von Urgebirgsgeschieben, welche von den Centralalpen ausgingen und im Saalach- und Salzachthal, sich hier vorwiegend auf das tiefere Niveau beschränkend, nach Norden flossen, haben sich im Salzburger Becken zu einem einzigen Strom vereinigt. Die rein kalkigen Grundmoränen, die sich im Gebirge an den Thalgehängen in höherem Niveau hielten, sind beim Abschmelzen des Eises im Alpenvorland gleichzeitig mit den Moränen des tieferen Niveaus abgelagert, daher stark mit Urgebirgen vermischt worden und kommen nur mehr an den beiden Seitenflügeln des Fächers zur Geltung, woselbst Kalke die Hauptmasse der Moränen bilden und die Urgebirgsgeschiebe stark zurücktreteten. Die östlichen kalkigen Grundmoränen des Saalachgletschers, sämtliche Moränen des Berchtesgadener Gletschers und die westlichen Kalkmoränen des Salzachgletschers bleiben scheinbar ohne Wirkung auf die Vertheilung der Geschiebe im Fächer. Hätte der Salzachgletscher im engeren Sinne sich frei und ungestört von seinen Nachbarn im Vorland ausbreiten können, so hätte er an seinem linken Flügel gleichfalls vorwiegend Kalkgeschiebe abgelagert, wie es Bayberger vom Inngletscher schildert und wie es der Salzachgletscher in der That nur am rechten Flügel gethan hat. Das gleiche hätte der Saalachgletscher gemacht und der Berchtesgadener Gletscher hätte bei hinreichendem Raume seine rein kalkigen Moränen zwischen den beiden Nachbarn abgelagert. In Wirklichkeit wird die breite Kalkzone, die wir zwischen den zwei Urgebirgsströmen des Salzach- und Saalachgletschers erwarten sollten, verquetscht und wir können nur mehr einen Urgebirgsstrom constatiren. Der Saalach- und der Salzachgletscher, denen sich noch vor ihrer Vereinigung die Eismassen des Berchtesgadener Gletschers zugesellt hatten, mussten im Salzburger Becken der verschiedenen Richtung ihrer Thäler wegen unter einem Winkel von etwa 70 Grad aufeinander prallen. Es wurden die mittleren Zonen der Kalkmoränen im Fächer vernichtet und die zahlreichen Kalkgeschiebe konnten sich nur darin äußern, dass sie den Procentsatz der Urgebirgsgeschiebe in der ganzen Mittelzone etwas herabdrückten. Dieser Schluss findet durch einschlägige Beobachtungen über die Vereinigung verschieden starker Eisströme, welche an recenten Gletschern, wie am Unteraar-, Gornner- und Aletschgletscher gemacht wurden, seine Bestätigung. »Ist zwischen zwei mächtigen Zufüssen ein dritter schwächerer eingeklemmt, so wird derselbe derart in eine Lamelle zusammengequetscht, dass schon nach geringer Verbreiterung die beiderseitigen Mittelmoränen, welche die Eisoberflächen des mittleren Gletschers von der seiner Nachbarn scheiden, sich berühren und der eingeklemmte Gletscher ganz ausgekeilt oder überwältigt erscheint.«²⁾ So zeigt die Vertheilung der Geschiebe im Salzachgebiete, abgesehen von jener Verquetschung, die strichweise Anordnung der Gesteine gleicher Herkunft, die oft an recenten Gletschern beobachtet und als charakteristisch für Gletscherablagerungen gegenüber den Ablagerungen des fließenden Wassers angeführt wird. Diese Anordnung findet sich nicht nur im Alpenvorland, dem Ablagerungsgebiet der alten Gletscher, sondern auch nicht weniger deutlich in den Thälern des Gebirges. Während sie im Alpenvorland sich in nebeneinander liegenden verschieden zusammengesetzten Moränenzonen ausspricht, die an den Flügeln des Fächers arm, in der Mitte reicher an Urgebirgs-

¹⁾ »Inngletscher«, Ergänzungsheft Nr. 70 zu Petermann's Mith., 1882, S. 31.
²⁾ A. Heim, »Gletscherkunde«, Stuttgart 1885, S. 346 f.

geschoben sind, zeigt sie sich in den Kalkalpen in der Anordnung des Moränenmaterials in verticaler Richtung, so dass unten im Thale die Zone der Urgebirgseschiebe liegt, während die Zone ohne Urgebirge sich in beträchtlicher Höhe hält und ihr die höchsten Moränen des Gletschers angehören. Die Anordnung des Materiales im Alpenvorland ist nur eine Folge der Anordnung desselben im Gebirge und findet durch die letztere ihre völlige Erklärung. Nicht so einfach ist die Erklärung der Anordnung der Geschiebe verschiedener Herkunft in vertical übereinander gelegenen Zonen im Gebirge. Die Annahme, es seien auf dem langen Wege die Geschiebe der Centralalpen allmählig durch Spalten in ein tieferes Niveau des Gletschers gelangt, erklärt diese Vertheilung nicht. Es dürfte dann die Zusammensetzung der oberen Moränen nicht so einförmig sein, wie sie es in der That ist. Es müssten, um nur ein Beispiel zu nennen, sich in den Moränen am Westgehänge des Schlenkenberges, im Salzachthal östlich von Hallein, wenn auch nicht Gesteine der Centralalpen, so doch Dachsteinkalke des nahen Tännengebirges finden, während die Moränen hier in der That ausschließlich aus braunen Kalkgeschieben des oberen Jura, der den Schlenkenberg bildet, bestehen. Die Eismassen, welche diese einförmigen, ausschließlich aus den Gesteinen der Nachbarschaft zusammengesetzten Moränen hinterließen, haben gewiss nie andere fremde Gesteine umschlossen, weil wir sonst wenn auch noch so spärliche Spuren derselben antreffen müssten. Sie müssen also auf den benachbarten Gehängen entstanden sein und als Localgletscher die großen aus den Centralalpen zum Vorland vorbeiziehenden Hauptgletscher gespeist haben.

Betritt man von Berchtesgaden kommend über den Eckersattel das vom Hohen Göll zur Salzach gegen Kuchl zielende Weißenbachtal, so erkennt man am linken nördlichen Thalgehänge einen wulstartigen Absatz, der aus Moräne besteht. Weiße Dachsteinkalke vom gegenüberliegenden Hohen Göll ruhen hier auf den Rossfelder Schichten. Die Moräne selbst ist stark schlammig und führt wenig gekritzte Geschiebe. Im Hintergrunde des Thales unterhalb des Eckersattels reicht sie bis 1380 m Höhe, senkt sich jedoch gegen den Ausgang des Thales nicht unbedeutend und schmiegt sich gleichzeitig um das Südostgehänge des Rossfeldes herum. Diese Moräne kann unmöglich dem Salzachgletscher angehört haben, der hier im unteren Salzachthale nur bis zu einer Höhe von 1130 m reichte. Überdies widerspricht das Gefälle der oberen Moränengrenze entschieden der Annahme, das Weißenbachtal sei von Eismassen des Centralgletschers erfüllt gewesen. Gefälle, Zusammensetzung der Moräne, geringe Abnutzung der Geschiebe, alles weist mit Entschiedenheit auf die Existenz eines Localgletschers hin, der vom Hohen Göll herabsteigend sich mit dem Centralgletscher vereinigte. Ein postglacialer Gletscher des Hohen Göll würde zwar die Zusammensetzung, aber nicht die Lage der Moränen erklären. Ein solcher hätte sich in das tiefe Thal herabgelassen und am nördlichen dem Hohen Göll gegenüberliegenden Thalgehänge Moränen nur in tieferem Niveau zurücklassen können. Gerade die Lage der Moräne hoch oben an dem vom Hohen Göll abgewandten Thalgehänge, ihr Anschmiegen um die Südostecke des Rossfeldes, weisen auf ein unsichtbares Hindernis hin, das dem Göllgletscher den Weg thalabwärts verlegte und ihn zwang, in hohem Niveau zu bleiben und seine Moränen in 1100 m Höhe am Ostgehänge des Rossfeldes abzulagern. Dieses Hindernis kann nur der Salzachgletscher gewesen sein, der die Eismassen des Göllgletschers aufklärte. Vereint mit dem Hauptgletscher floss der Göllgletscher dem Alpenvorlande zu,

indem er, sich dicht am linken Ufer haltend, von den oberen Theilen desselben den Hauptstrom abdrängte. Seine Moränen lassen sich ohne Beimischung von fremdem Material bis in den Abtswald am Gehänge des Zinkerberges, dem nördlichen Ausläufer des Rossfeldes, verfolgen. Es liegt hier die obere Grenze der Urgebirgsgeschiebe sehr tief; das erste derselben, ein Serpentinblock, wurde in 539 m Höhe bei Weissenbach schon im Salzachthale selbst gefunden, während die hohe Terrasse, welche als Mittelgebirge den Ostfuß des Rossfeldes begleitet, keine Spur von Urgebirgsgeschieben aufwies und selbst eine 35 m mächtige Moränenablagerung im Weissenbachgraben nicht weit von der Mündung desselben in das Salzachthal bei 574 m Höhe sich völlig frei von fremden Gesteinen zeigte. Es hat also das aus den Centralalpen kommende und mit Urgebirgsgeschieben beladene Eis sich nicht einmal in das untere Weissenbachthal eingedrängt, geschweige denn dasselbe erfüllt.

Einen Localgletscher, der an Ausdehnung den Göllgletscher bei weitem übertraf, trug das Torrener Thal, das zwischen dem Hohen Göll und dem Hagengebirge eingesenkt ist und bei Golling in das Salzachthal mündet. Dürrtische Moränenreste desselben finden sich auf der Kratzalpe am Gehänge der Kratzspitz. Die tiefe Herabdrückung der oberen Grenze der Urgebirgsgeschiebe am Rossfeld darf wohl nicht dem Göllgletscher allein, sondern dem gemeinsamen Gewichte des Göllgletschers und des Torrener Gletschers zugeschrieben werden.

Größere Localgletscher stiegen auch weiter südlich vom Hagengebirge, dem Steinernen Meer und der Übergossenen Alp gegen Osten zum Salzachgletscher herab. Man beobachtet oberhalb des Kupferwerkes Mitterberg am Fuße der südlichen Wände des Hochkönings, der höchsten Spitze der Übergossenen Alp, locale Moränen. Ans dem Imlauthal beschreiben Fugger und Kastner¹⁾ eine kleine Endmoräne des Hochköniggletschers und auch das Blünbachthal hatte seinen eigenen nicht unbedeutenden Gletscher.

Weit mannigfaltiger noch gestalteten sich die Verhältnisse östlich der Salzach, wo das Tauglgebirge eine Anzahl größerer und kleinerer Localgletscher erzeugte. Nicht weniger als drei Gletscher von der Größe des heutigen Pasterzengletschers am Großglockner hatten hier ihren Ursprung. Ein Gletscher zog durch das Thal des Tauglbaches direct nach Westen auf Hallein zu, der Gaisauer Gletscher nach Nordwesten dem Adneter Almbachthal zu und der Hinterseeer Gletscher nach Norden in der Richtung auf Faistenau. Die beiden ersteren vereinigten sich mit dem Salzachgletscher, während der letztere seinen eigenen Weg zum Alpenvorlande einschlug, dasselbe jedoch nicht erreichte; er endigte zur Zeit des Maximums der Vergletscherung etwas westlich von Hof. (Vgl. Karte II.) Die Moränen dieser und anderer kleinerer Localgletscher überdecken die Höhen von St. Kolmann (851 m Sp.-K.), ziehen sich am Gehänge des Schlenkenberges entlang und bedecken die Höhe von Krispl. Auf dem ganzen Plateau östlich der Salzach finden sich nur im Süden bis etwa zum Dorfe Grubach, nordöstlich von Golling, Moränen mit zahlreichen (10 Procent) Urgebirgsgeschieben in einer Höhe von etwa 850 m; sie sind jedoch bereits bei Seewald am Südfalle des Tragberges und beim Dorfe Wegscheid, südöstlich von St. Kolmann, verschwunden und haben lokalen Kalkmoränen Platz gemacht, und diese beherrschen auch ausschließlich das Gebiet der Weitenau, welche gegen Südost zum Lanmerthal hinzieht. Das ganze weite Gebiet nördlich war der Tummel-

¹⁾ Fugger und Kastner: „Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.“ S. 10.

platz zahlreicher Localgletscher und blieb von den Eismassen der Centralalpen fast unberührt. Nur ein Arm des Hauptgletschers floss durch das Thal der Alm über Adnet nach Ebenau und hinterließ hier in den Moränen einige Urgebirgsgeschiebe. Localgletscher entsprangen den Firnmassen des Steinernen Meeres und flossen dem Saalachgletscher zu. Ihrem Gewichte ist die Depression der oberen Urgebirgsgeschiebegrenze am Südfall des Steinernen Meeres zu danken, welche an dem von Saalfelden über das Steinerne Meer an den Königssee führenden, von Touristen vielbegangenen Ramseider Steig nicht wesentlich über 1300 m Meereshöhe liegt¹⁾ und auch an der etwas weiter westlich gelegenen Höhe »Am Sattel« sich nicht über 1350 m erhebt, obwohl die obere Grenze des Eisstromes im Hauptthale nicht unter 1650–1700 m Höhe gelegen haben kann.

Localgletscher gingen im Gebiete des Saalachthales bei Unken nach allen Richtungen vom Sonntagshorn aus und speisten den Saalachgletscher und den Gletscher des westlichen Traunthales. Hier standen der Saalachgletscher und der Chiemsee-Achengletscher über den Sattel von Winkelmoos (1155 m Sp.-K.) mit einander in Verbindung und einige wenige Urgebirgsgeschiebe überschritten die Scheide zwischen dem Saalach- und dem Chiemsee-Achengebiete. Moränen von Gletschern der Mühlsturzhörner finden sich im Wildenthal bei Lofer, ferner an der Straße zwischen dem Berchtesgadener Hintersee und dem Pass Hirschbichl; selbst die Kammerkörbplatte östlich von Lofer a. d. Saalach (1869 m Sp.-K.) scheint an ihrem Nordabfalle vergletschert gewesen zu sein, wie die Höhenlage der Moränen auf der Loferer Alp andeutet, welche die obere Grenze des Eisstromes im Hauptthale nicht unbedeutend unter sich läßt. Ausgedehnte Eismassen nährte das Latengebirge bei Reichenhall, welche durch das Röhelbachthal dem Saalachgletscher zu sich ergossen und hier mächtige Ablagerungen von Grundmoränen als Spuren ihres einstigen Daseins in bedeutender Höhe hinterlassen haben.

Es haben auch die Kitzbichler Alpen locale Gletscher getragen, die jedoch nicht so leicht durch Moränen nachgewiesen werden können, da sich Moränen aus bröckeligen Schieferfragmenten nicht von echtem Gehängeschutt unterscheiden lassen, als vielmehr durch das Fehlen erraticer Urgebirgsblöcke in den oberen Thälern der höheren Schieferberge. Obwohl das Eis der Centralalpen hier jedenfalls über 1700 m Höhe (vgl. unten) emporreichte, so finden sich in dem Thale des Brandenau-baches, der vom Ochsenkopf zur Salzach fließt, erratiche Gneißblöcke der Tauern nur bis 1050 m Höhe, während höher ausschließlich die Gesteine des Bachgebietes, verschiedene Kalkschiefer, Chloritschiefer und Phyllite in Trümmern vorkommen und alle Fremdlinge fehlen. Es scheinen die letzteren durch ein Hindernis, durch einen Localgletscher abgehalten worden zu sein, der dem Hauptgletscher den Eintritt wehrte und dessen Moränen wir wohl in einem Theile des schmutzigen Schiefer-schuttes, der die Gehänge auskleidet, vor uns haben. Das gleiche scheint von den meisten selbständigen Thälern der Kitzbichler Alpen zu gelten.

So sind wir gezwungen, das Fehlen von erraticen, dem Thale selbst fremden Gesteinen in den Moränen der Seitenthäler durch Localgletscher zu erklären; es hielt der Druck der localen Firn- und Eismassen dem Druck des Hauptgletschers das Gleichgewicht und verlegte letzterem den Eintritt in die Seitenthäler. Bei der Vereinigung mit dem Hauptgletscher behielten die Localgletscher wenigstens eine Strecke weit ihre

¹⁾ Mittheilung von Herrn Prof. Dr. A. Penck.

Individualität gegenüber dem Hauptgletscher bei; sie flossen zugleich mit dem letzteren ab, indem sie denselben im Hauptthale zur Seite drängten und so von den oberen Thalgehängen die Gesteine der Centralalpen fernhielten, während die unteren Schichten des Hauptgletschers ungestört entlang den unteren Thalgehängen unter dem Eis der Localgletscher sich fortbewegten. Der Betrag dieser Depression ist sehr wechselnd und hängt von der Zahl und Mächtigkeit der einlaufenden Localgletscher ab. Am Südgehänge des westlichen Steinernen Meeres fanden sich (siehe oben) Urgebirgs- und Geröllschuttbänke bis 1350 m Höhe; bei Mühlbach im Osten hingegen lassen dieselben sich am Hochkail bis 1560 m Höhe verfolgen¹⁾; sie finden sich auch in der nächsten Umgebung von Mitterberg; südlich vom Tannenberge gar gehen dieselben an der Bisplinghöhe bis zu 1690 m empor; überall aber war das Thal gleichmäßig bis 1700 m Höhe mit Eis erfüllt.

Bisher ist eine derartige Entfaltung der Localgletscher nur in der Schweiz beobachtet und beschrieben worden; hingegen fehlten einschlägige Beobachtungen aus den Thälern der bayerischen und österreichischen Kalkalpen. Bayberger hat sogar, sich der Ansicht der Gebrüder Schlagintweit anschließend, den Kalkalpen überhaupt die Fähigkeit abgesprochen Gletscher zu erzeugen, wenn auch ohne jeglichen Grund. Eine willkommene Bestätigung meiner Beobachtungen war es daher, dass A. Böhm im Ennsgebiet gleichfalls die Seitenthäler bis zu einer gewissen Höhe frei von Moränen des Hauptgletschers und angefüllt mit Moränen localer Gletscher fand.²⁾ Doch gibt er hierfür eine Erklärung, die von der obigen etwas abweicht; er glaubt, das Fehlen der Urgebirge in den Seitenthälern wenigstens in vielen Fällen durch eine während des Rückzugsstadiums der Vergletscherung erfolgte Ausfegung der betreffenden Thäler erklären zu können, als nach dem Sinken des Niveaus des Eises im Hauptthal sich doch noch immer locale Eismassen von den Kämmen der benachbarten Bergketten gegen das Hauptthal herabschoben. Allein die Lage einiger Moränenvorkommnisse von Localgletschern im Salzachgebiet zwingt uns, unsere oben entwickelte Erklärung selbst für kleine Seitenthäler beizubehalten. Am Rossfeld und am Schienkenberg befinden sich jene Moränen nicht in Seitenthälern, sondern bereits auf den Gehängen des Hauptthales selbst in einer Höhe von 700 m über der heutigen, seit Schluss der Diluvialzeit erhöhten Thalsohle, also in einer Lage, wo sie unmöglich von selbständigen Localgletschern abgelagert worden sein können, unsweniger als sie den Maximalstand des Eises im Hauptthal selbst markieren. Es scheint daher Böhm's Ausführung nicht alle Vorkommnisse localer Moränen erklären zu können und wir sehen uns veranlasst, jenem von Böhm nur angedeuteten Vorgang bei der Vereinigung zweier Gletscher das Fehlen der Geschiebe des Hauptgletschers an den oberen Gehängen des Hauptthales und in den Seitenthälern in erster Reihe zuzuschreiben.

Häufig hat man Gelegenheit, an zusammengesetzten recenten Gletschern die Entstehung der Mittelmoränen zu beobachten; diese, wie die regelmäßige Anordnung des Materiales verschiedener Herkunft sowohl in der Oberflächenmoräne als auch in der Grundmoräne, lassen eine gewisse Individualität der einzelnen Gletscher auch nach ihrer Vereinigung annehmen. Am Vltrageekes in den Hohen Tauern schildert K. v. Sonklar³⁾

¹⁾ Fugger u. Kastner: »Spuren d. Eiszeit im Lande Salzburg.« Salzburg. 1886, S. 30.

²⁾ »Die alten Gletscher der Enns und Steyr.« Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1885, S. 452 ff.

³⁾ »Hohen Tauern.« Wien 1866, S. 176 f.

einen kleinen parasitischen Gletscher, der aus einem unbedeutenden Firnbecken sich auf den Hauptgletscher herabstürzt und weder Gelegenheit noch Kraft hat, um sich einen Antheil am Gletscherbett zu erobern. Beginnt durch die Neigung des Hauptgletschers breitet er sich auf demselben aus, indem er sich seine Selbständigkeit bewahrt, und geht unterhalb des eigentlichen Gletscherendes zu Ende. Für eine Bewahrung der Individualität der einzelnen Zuflüsse glaubt v. Sonklar auch beim Gurgler Ferner im Ötztal gewichtige Anzeichen gefunden zu haben.¹⁾

Nicht minder sprechen für eine derartige Selbständigkeit der Zuflüsse eines Gletschers die parasitischen Gletscher des grönländischen Inlandeises, welche, über eine emporragende Klippe (Nunatak) hinwegstürzend und auf dem großen Inlandeis, das die Klippe umfließt, kleine Gletscher bildend, hier selbst eine Art Endmoräne auf dem Gletschereis aufhäufen und dadurch beweisen, dass ihre Eismasse von derjenigen des Inlandeises durch eine Schichte von Grundmoräne getrennt war.²⁾

Am Marzellferner im Ötztal gelang es, diese Individualität der Zuflüsse gleichfalls direct zu beobachten.³⁾ In gerader Richtung zieht

der Marzellferner vom Similaunthalabwärts und vereinigt sich kurz vor seinem Ende mit dem Schaffferner, der unter einem rechten Winkel von Westen her auf ihn stößt. An ihrem Zusammenfluss entspringt eine gewaltige Mittelmoräne, die gegen das Gletscherende zu immer mächtiger wird und endlich das blanke Eis ganz verdeckt. Diese Mittelmoräne setzt sich fast

ausschließlich aus kantengerundeten, gerundeten und geschliffenen Blöcken zusammen, auf denen sich hie und da kleine Pflanzen angesiedelt haben. Es schiebt der Schaffferner seine Grundmoräne auf den Marzellferner hinauf, da er in Folge der scharfen Biegung, die er bei der Mündung in das Thal des Marzellfernens zu machen gezwungen ist, den Marzellferner nicht aus seinem Bett zu verdrängen vermag. Er behandelt den Marzellferner wie anstehendes Gestein, indem er auf ihm durch Ablation eine Ufermoräne aufbaut. (s. Fig. 1.) Je tiefer die vereinigten Gletscher rücken, desto mehr Grundmoräne schmilzt aus den Eismassen des Schafffernens heraus, und endlich überdeckt die Grundmoräne des Schafffernens das ganze Gletscherende. Es hat sich die Grundmoräne des Schafffernens als Zwischenschicht zwischen dem Eis des Marzellfernens und des Schafffernens erhalten und beweist so, dass die Massen beider Eisströme auch nach ihrer Vereinigung sich nicht mischten. So finden sich an recenten zusammengesetzten Gletschern Erscheinungen, welche auf eine Bewahrung der Individualität der einzelnen Gletscherarme auch nach der

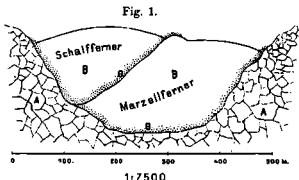


Fig. 1.
Idealer Durchschnitt durch den vereinigten Schaffferner und Marzellferner.

A Glimmerschiefer; B Gletschereis; C Grundmoräne.

¹⁾ „Ötztalher Gebirgsgruppe.“ Gotha 1860, S. 81 ff.

²⁾ A. Heim: „Gletscherkunde.“ S. 358.

³⁾ Gelegentlich einer Excursion unter der Leitung der Herren Prof. Dr. v. Zittel und Dr. Albrecht Penck im Sommer 1884.

Vereinigung schließen lassen, eine Individualität, welche sich bald im Nebeneinanderfließen der Zuflüsse, bald aber auch, wie beim Marzellferner, beim Viltragenkees und den parasitischen Gletschern Grönlands, in einem Übereinanderfließen der einzelnen Eisströme äußert, wie wir es zur Erklärung der verticalen Vertheilung des diluvialen erratischen Materiales in den Hauptthälern des Salzachgebietes annehmen mußten.

Aus der geringen Zahl eckiger Gesteinstrümmen in den Endmoränen Südbayerens schloß Penck, daß die diluvialen Gletscher nur unbedeutende Oberflächenmoränen trugen.¹⁾ Ich konnte seine Beobachtung im Salzachgebiete wiederholen: es ist von dem Salzachgletscher nur wenig echter Gehängeschutt, echte Oberflächenmoräne in das Alpenvorland hinausgetragen worden. Am Marzellferner haben wir jedoch eine Mittelmoräne kennen gelernt, die nicht aus eckigem, sondern aus gerundetem Materiale der Grundmoräne besteht. Bereits de Saue behauptet, daß manche Mittelmoränen aus Grundmoränenentrümmern bestehen, also keine echten Oberflächenmoränen sind, und erklärte diese Thatsache dadurch, daß die zusammenfließenden Gletscher an ihrem Contact Grundmoränenentrümmern aufheben und aneinander hinaufdrängen, derart daß dieselben allmählig unter Mitwirkung der Ablation als Mittelmoräne auf dem Eise erscheinen.²⁾ Heim hält diesen Vorgang für umso eher denkbar, als es sich dabei nicht stets um Trümmen des tiefsten Gletscherbettes, sondern auch um solche handeln kann, welche an den Seitenwänden der Gletscherarme eingeschlossen waren. »Solche Grundmoränenblöcke erscheinen ja auch allmählig in den Seitenmoränen durch Ablation — warum sollte dies nicht auch geschehen, wenn die eine Thalwand durch einen Nebengletscher gebildet wird?«³⁾ Auch Simony hat Blöcke aus der Grundmoräne in einer Mittelmoräne beobachtet⁴⁾ und photographirt und in seiner Sammlung von Photographien aus dem Salzkammergut publicirt. Er bildet einen großen 3 *cbm* haltenden geschrammten Block ab, sucht jedoch die Entstehung der Schrammen durch Verschiebungen innerhalb der Oberflächenmoräne zu erklären.

Mehrere in ihrer Zusammensetzung sehr verschiedene Oberflächenmoränen besitzt der Obersulzbachgletscher, welcher durch die Vermessung E. Richter's eine ähnliche Bedeutung für die Ostalpen gewonnen hat, wie der Rhonegletscher für die Schweiz.⁵⁾ Ueberschreitet man das untere Ende des Gletschers von seinem rechten Ufer zu seinem linken, so passiert man zuerst die rechte Seitenmoräne desselben, welche, schwach entwickelt, ausschließlich aus eckigen Trümmern, echtem Gehängeschutt zusammengesetzt wird. An diese Seitenmoräne schließt sich eine plötzlich an einer Linie, dem Ausgehenden einer zum Gletscher einfallenden Trennungsfäche, hervorquellende Moräne von feinstem Sand mit auffallend schön gerundeten Geröllen der verschiedensten Größe.⁶⁾ Durch eine breite Fläche blanken Eises von diesen Gebilden getrennt erhebt sich als 5—10 *m* hoher Wall die Mittelmoräne des Obersulzbachgletschers. Sie besteht nur zum Theile aus eckigen Trümmern mit Sand und Gras, zum anderen Theile aus

1) »Vergletscherung«, S. 116 ff. 196.

2) »Le névé de Justedal et ses glaciers.« 1870, S. 43.

3) A. Heim: »Gletscherkunde.« Stuttgart 1886, S. 359 f.

4) »Erosierende Kräfte in dem Alpenlande.« Jahrb. d. Österr. Alpenver. VII, S. 26.

5) »Der Obersulzbachgletscher. 1860 und 1882.« Zeitschr. des Deutsch. und Österr. Alpenver. 1883.

6) Ähnlich entstehende Moränen wurden von Herrn Prof. Dr. P e n c k und mir am Schwarzensteinkes im Zillerthale und von mir an der Pasterze in der Tauern beobachtet; vgl. auch Held's Beobachtungen am Rhonegletscher in Heim's »Gletscherkunde«, S. 359 f., ferner de Saue a. a. O.

kantenbestoßenen bis völlig gerundeten Gneißblöcken. Dass das letztere Material aus der Grundmoräne stammt, ist umso sicherer, als an mehreren Blöcken Schrammen beobachtet wurden. Diese Mittelmoräne verbreitert sich gegen das Gletscherende hin und bedeckt den äußersten zipfelartigen Vorsprung des Eises völlig.

In allen diesen Fällen liefert die Grundmoräne das Material der Oberflächenmoränen, indem sie, beim Zusammenfließen zweier Eisströme zwischen dieselben geklemmt, wie jede Ufermoräne aus dem Eise herauschmilzt. Der Salzachgletscher setzte sich aus zahlreichen in ihrer Größe sehr verschiedenen Gletscherarmen zusammen. Die verticale Vertheilung des erraticen Materiales zeigte uns, dass Vorgänge, wie wir sie am Marzellferner beobachteten, beim Salzachgletscher durchaus nicht selten gewesen sein dürften. Wir können schließen, dass der letztere ebenso wie der Marzellferner, der Obersulzbachgletscher u. s. w. bedeutende Oberflächenmoränen trug, nur dass diese Oberflächenmoränen nicht als Schutt von den über das Eis emporragenden Berggehängen, sondern aus der Grundmoräne der seitlichen Zuflüsse stammten. In welcher Weise sich diese Oberflächenmoränen auf dem Eise vertheilten, wie viele Mittelmoränen sie bildeten oder ob sie als zusammenhängende Decke den Gletscher gegen sein Ende hin bedeckten, das zu entscheiden, vermögen wir nicht.

DRITTES CAPITEL.

Ufermoränen und Endmoränen.

Ufer- und Endmoränen an recenten Gletschern. Verbreitung der diluvialen Ufermoränen. Die Ufermoränen des Berchtesgadener Landes. Die Nordgrenze der diluvialen Endmoränen. Zusammensetzung der Endmoränen. Das Zurücktreten großer Blöcke. Mangel an Obermoränenmaterial. Unregelmäßige Schichtung. Gestalt und Höhe der Endmoränenwälle. Ihre Anordnung. Zerlegung des Salzachgletschers in sieben Lappen. Abnahme der Größe der Endmoränen gegen die Thalmündung hin. Endmoränen im Gebirge. Die Bergsturzgebiete von Lofer und Hallein. Die Moränen von Saalfelden, von Kitzbichl, Bischofshofen, Königssee und Abtenau. Beschränkung derselben auf Thalweitungen. Gleichzeitigkeit der Ablagerung derselben fraglich. Endmoränen, den Ufermoränen vergleichbar, an den Gehängen der Vorberge. Keine Berührung der Endmoränen des Chiemsee-Achengletschers und der Gletscher der Weißen und Rothen Traun mit denen des Salzachgletschers. Innige Berührung der letzteren mit den Endmoränen der Arme des östlichen Traungletschers, des Hinterseer und des Ebenau-Adnetter Gletschers bei Eisenwang. Eisseee-Ablagerungen daselbst.

Grundmoränen und Oberflächenmoränen sind die Formen, unter denen ein Gletscher Gesteinsmaterial transportiert; Ufermoränen und Endmoränen sind diejenigen, unter denen er das von ihm transportierte Material ablagert. Die Grundmoränen der Eiszeit fanden wir genau so, wie sie vom Gletscher im Stich gelassen wurden, als Überzug über die Gehänge der Thäler. Von echten Oberflächenmoränen — im Gegensatz zu den auf die Gletscheroberfläche gelangten Grundmoränen — finden sich nur kärgliche Spuren in Form weniger eckiger erraticer Blöcke. Ein Gletscher führt Grundmoräne überall dort, wo er mit seinem Bett in Berührung kommt, also auch in den seinen Ufern anliegenden Eisschichten. Je tiefer der Gletscher in das Thal herabsteigt, desto rascher nimmt seine Mächtigkeit ab, da seine Eismassen Schicht für Schicht wegschmelzen. Gleichzeitig schmilzt natürlich die Grundmoräne an den Flanken des Gletschers aus dem Eise heraus; sie fällt hier meist in die Randkluft, welche den Gletscher vom Ufer trennt, wo sie zwischen Eis und Felsufer liegen bleibt. Neue Massen des Gletschers rücken an, schmelzen oberflächlich und lassen gleichfalls Theile ihrer Grundmoräne fallen. Gleichzeitig stürzen Trümmer der Oberflächenmoräne, welche meist als sogenannte Seitenmoräne den Rand des Gletschers bedeckt, ihres eisigen Untergrundes beraubt, in die Randkluft. Ist das Thalgehänge steil, so gesellt sich noch Gehängeschutt dazu. So wird die Randkluft nach und nach ausgefüllt, es bildet sich die Ufermoräne, deren Neigung thalabwärts genau die Größe der Oberflächenneigung des Gletschers besitzt.¹⁾ Schwindet der Gletscher, so bleibt die Ufer-

¹⁾ Die geschilderten Vorgänge wurden am Hornkees, am Spiegelferner und an der Pasterze beobachtet; zahlreiches Grundmoränenmaterial fand sich ferner in ver-

moräne als ein steil gegen das verlassene Gletscherbett abfallender Wall zurück. Es setzt sich daher eine Ufermoräne aus zweierlei Material zusammen: einerseits aus eckigen Trümmern, echtem Schutt, der theils direct von den Gehängen, theils aus der Seitenmoräne des Gletschers stammt; andererseits aus den Bestandtheilen der herausgeschmolzenen Grundmoräne, welche alle Merkmale der letzteren an sich trägt: die Geschiebe sind kantenbestossen bis kantengerundet, theilweise geschrammt und polirt. Unter Umständen finden sich selbst schlammige Partien der Grundmoräne in der Ufermoräne erhalten, wie z. B. am Horkees im Zillerthal. Das Verhältnis, in dem Oberflächenmoränen und Gehängeschutt einerseits, Geschiebe der Grundmoräne andererseits an der Bildung der Ufermoränen theilnehmen, ist äußerst wechselnd.

Die Endmoräne ist eine Ufermoräne, die statt am Gehänge des Thales auf dessen Sohle vom schmelzenden Gletscher aufgehäuft wurde. Es betheiligen sich an ihrer Zusammensetzung sowohl die Grundmoräne des Gletschers als auch seine Oberflächenmoränen, während der dritte Factor, der die Ufermoräne aufbauen hilft, der Gehängeschutt, begreiflicher Weise wegfällt. Dementsprechend setzt auch die Endmoräne sich theils aus eckigen, theils aus gerundeten Gesteinsbrocken zusammen und kann bei geringer Wasserwirkung selbst noch den Schlamm der Grundmoräne enthalten. Schwindet der Gletscher, so wendet auch sie dem verlassenen Gletscherbett ihre Steilseite zu.

Ufermoränen der diluvialen Gletscher sind nur wenige erhalten, die Mehrzahl ist der Zerstörung zum Opfer gefallen; wir können daher über ihre Verbreitung Weniges aussagen. Sie finden sich in der Regel nur bei Localgletschern und fehlen an den Ufern der Hauptströme. Sie treten am Pass Thurn bei Mittersill, im Brandthal am Sonntagshorn bei Unken, auf der Loferer Alm bei Lofer, im Weißenbachtal, das vom Göllgletscher eingenommen wurde, im Thal zwischen Hof und Faistenau, östlich von Salzburg, auf und besitzen eine ansehnliche Entwicklung im ganzen Taußengebirge. Alle diese Vorkommnisse werden an Schönheit und Größe von den Ufermoränen des Berchtesgadener Gletschers übertroffen. Das höchstgelegene mir im Salzach-Gletschergebiete bekannte Vorkommnis ist dasjenige der Ufermoränen am Pass Thurn, die bis zu einer Meereshöhe von 1610 m emporreichen. Vom Wirthshaus auf dem Pass zur Resterhöhe aufsteigend zählt man deren mindestens drei übereinander in 1510 m, 1550 m und 1610 m Höhe über dem Meere. Dieselben besitzen hier die scharf ausgesprochene Form von Wällen, welche zwischen sich und dem Gehänge mehrfach kleine versumpfte Depressionen einschließen. Ihre tiefste Lage erreichen die Ufermoränen in den Seitenthälern des unteren Salzachthales, wo sie bis 1100 m Höhe herabsteigen.

Wenn man vom Nordende des Königssees gegen Südwest über die Jagdhütte Herrenrpoint emporsteigt, so überschreitet man gleich oberhalb der Jagdhütte einen scharf ausgeprägten Wall von rund 40 m Höhe, dessen Kammlinie hier etwa in 1350 m Höhe über dem Meere, sich jedoch gegen Norden, also thalabwärts, senkt. Dieser Wall begleitet den niedrigen Felsrücken, der das Schappbachtal vom Königsee thal trennt, und wird, wie einige kleine Aufschlüsse zeigen, von Moräne mit vereinzelt gekritzten Geschieben zusammengesetzt. Das Gesteinsmaterial besteht hier vorwiegend aus hellem Dachsteinkalk, während das liegende Grundgestein, das den Rücken aufbaut, dunkler Lias ist. Der Gegensatz

lassenen Ufermoränen des Rofenkargletschers, des Marzellferners, des Schwarzensteinkees, des Waxeckees, des Schlegeiskees, des Pfandlgletschers und Pfandelschartengletschers, des Obersulzbachkees u. s. w.

zwischen der mit Dachsteinkalkblöcken von der verschiedensten Größe übersäten Ufermoräne und dem Liasrücken des Sommerbichels (1458 m) jenseits derselben, auf dem auch nicht ein einziger erratischer Block sich findet, ist auffallend scharf. Wie so häufig an den Ufermoränen recenter Gletscher zu beobachten ist, so fällt auch diese alte Ufermoräne des Königsseer Gletschers steil gegen das einst von Gletschermassen erfüllte Seethal, hingegen relativ sanft gegen den Liasrücken ab, der einst das Ufer des Gletschers bildete. Nachdem wir den nur wenige 100 m breiten Liasrücken überschritten haben, treten wir abermals auf eine, jedoch weit kleinere Ufermoräne, welche dem Anscheine nach einem kleinen bereits südlich des Sommerbichels vom Königsseegletscher nach Westen ausgesandten Ast angehört, der selbst zur Zeit des Maximalstandes der Vergletscherung sich nicht mit den Eismassen des Schapbachthales vereinigt zu haben scheint, sondern hier hoch oben in über 1300 m Höhe eine kleine bogenförmige Endmoräne aufbaute, die direct an seine Ufermoräne anschließt. Etwas weiter westlich steht die Mitterkaserjagdhütte gleichfalls auf einer typischen Ufermoräne, welche den Maximalstand des Gletschers markiert, der dem Firnbecken zwischen dem Großen und dem Kleinen Watzmann entsprang und das Schapbachthal erfüllte. Dieselbe läßt sich gegen Westen bis zur Lahner Alp und etwas darüber hinaus verfolgen; diese Alp selbst liegt in einer kleinen Depression zwischen der Ufermoräne und dem Felsgehänge. Der linksseitigen Ufermoräne des Königsseer Gletschers, die wir eben schilderten, entspricht genau eine solche am rechten Seegehänge. Dieselbe läßt sich nach Penck vom Gotzenthal an der Priesberg-Alm entlang in 1300—1400 m Höhe bis zum Königsbach verfolgen, wo sie sich an den Jenner anlegt, deutliche Terrassierungen an dessen Abfall in 1200—1300 m Höhe hervorbringend.¹⁾

Alle diese Moränenwälle sind so deutlich ausgebildet und treten in der Landschaft so scharf hervor, dass sie gar wohl auf einer guten topographischen Karte zum Ausdruck gebracht werden könnten, ja sogar zum Ausdruck gebracht werden müssten. Allein so gewaltige Ufermoränen finden sich außerhalb des Berchtesgadener Landes sehr selten. Sie erscheinen meist nur als langgestreckte Terrassen am Thalgehänge, die gegen das Thal zu steil abfallen und eine mehr oder weniger horizontale Oberfläche besitzen; oft setzt sich auf diese Ebene ein kleiner Wall auf. Die Breite der Ebene, welche die Oberfläche der Ufermoräne bildet, übersteigt in den seltensten Fällen 20 m. Manchmal sind die Ufermoränen stark verwaschen und erscheinen dann nicht mehr als ausgeprägte Terrassen, sondern als schwache Wülste oder auch nur als Knickungen des Thalgehanges und werden von zahlreichen Rissen durchfurcht. Gemäß der Neigung der Gletscheroberfläche senken sie sich, wo sie in Seitenthälern auftreten, bald rascher, bald langsamer zum Hauptthale hin. Bezeichnend ist, dass sie an den Hintergehängen der Thäler fehlen und so durch die Lücke, die sie lassen, die Lage des Firnfeldes kennzeichnen, das den Localgletscher speiste. Ihre Höhe ist schwankend, sie beträgt nicht selten nur 5—10 m, steigt jedoch im Berchtesgadener Lande bis 50 und 60 m, ja selbst darüber hinaus. Jedoch verfließt ihr Fuß so allmählig mit dem festen Thalgehänge, dass man bei mangelnden Aufschlüssen oft nicht bestimmen kann, ob man noch auf Moräne oder bereits auf anstehendem Gestein sich befindet. Die Ufermoränen besitzen meist gemäß

¹⁾ Penck: »Zur Vergletscherung der deutschen Alpen«, (Leopoldina 1885) und Penck u. Richter: »Das Land Berchtesgaden.« (Zeitschrift des Deutsch. u. Österr. Alpenvereines, 1885, S. 31 des Sonderabdruckes.)

dem Umstande, dass sie vorwiegend von Localgletschern abgelagert wurden, einen durchaus localen Charakter; sie setzen sich ausschließlich aus den Gesteinen der Nachbarschaft zusammen, sind meist stark schlammig und führen abgenützte Geschiebe der Grundmoräne, die mitunter eine deutliche Kritzung zeigen. Ein großer Theil ihres Materiales ist ganz eckig. Je nach dem Vorherrschenden der Grundmoräne oder des Schuttes sind sie bald leichter, bald schwerer von echtem Gehängeschutt zu unterscheiden. Sie enthalten erratische Gesteine, welche jedoch immer dem Gebiete des Localgletschers entstammen, der sie abgelagerte. So finden sich in der Ufermoräne des Göllegletschers am Rossfeld Dachsteinkalke, welche, vom Hohen Göll stammend, hier als erratische Blöcke auf Neocommergel und Sandstein aufruhcn. Schichtung besitzen die Ufermoränen nicht, doch sind sie meist so schlecht aufgeschlossen, dass ihre innere Structur nicht zu erkennen ist. Sie entsprechen fast immer dem höchsten Stande der Vergletscherung und eignen sich dadurch trefflich zur Bestimmung der oberen Gletschergrenze. Eine bemerkenswerthe Ausnahme von dieser Regel bilden nur die Ufermoränen des Pass Thurn.

Alles Gesteinsmaterial, das der Gletscher bis an sein Ende zu bewegen vermochte, lagerte er in den Endmoränen ab. Die Endmoränen der diluvialen Gletscher des Salzachgebietes sind fast ganz auf das Gebiet des Alpenvorlandes und der Vorberge beschränkt. Ihre Nordgrenze, welche gleichzeitig die Nordgrenze der Eisbedeckung darstellt, schlingt sich in einem großen Bogen um die Mündung des Salzachthales. Sie verläuft im Westen von Traunstein nach Norden und überschreitet die Salzach gerade an dem Knie derselben bei Nunreut; auf dem österreichischen Ufer zieht sie weiter durch den Weihardtfors nach Gundertshausen und von hier zum Nordostzipfel des Trumer Sees, schlingt sich dann um den Südfuß des Tannbergs und umzieht das Nordende des Wallerseees, um sich am Westgehänge des St. Kolomannsberges nach Süden zu erstrecken. Am Südbabfall dieses Berges verlässt sie unser Gebiet und betritt das Gebiet des östlichen Traungletschers. Es befindet sich die Spitze dieser Curve an der Salzach, genau in der Verlängerung des unteren im Gebirge gelegenen Salzachthales, so dass die Salzach selbst die Symmetrie-Axe der Curve darstellt.

Die Endmoränen enthalten, wie aus der Art ihrer Entstehung hervorgeht, Gesteinsmaterial aus den Centralalpen und aus den Kalkalpen, das theils in der Grundmoräne, theils in der Oberflächenmoräne herbeigeschleppt wurde. Wir können an den Endmoränen die Petrographie des ganzen Salzachgebietes studieren, und Bauten, die aus den großen Blöcken der Moränen hergestellt wurden, wie die Kirche von Dorfbeuren, geben in einem Mosaik einen Überblick über die Gesteine des einst vergletscherten Gebietes. Die Urgebirgsgeschiebe, über deren Vertheilung wir bereits oben berichtet haben, treten verhältnismäßig selten in Blöcken über Kopfgröße auf; meist sind es wohlgerundete Geschiebe von Faustgröße und darunter. Nur ganz vereinzelt trifft man eckige Blöcke, welche aus der Oberflächenmoräne stammen und dann in der Regel eine bedeutende Größe erreichen. Häufiger finden sich große Blöcke aus den Kalkalpen, die theils an der Sohle des Gletschers, theils auf seiner Oberfläche transportiert wurden. Es kommen gekritzte Blöcke von mehreren Cubikmetern Rauminhalt nicht allzuseiten vor; meist besitzen freilich derartige Blöcke eckige Kanten als Wahrzeichen der Oberflächenmoräne. Besonders fallen große Blöcke eines Conglomerates mit rothem kalkigen Cement auf, welches den Gosauschichten angehört und östlich der Salzach in den Vorbergen eine weite Verbreitung besitzt. Blöcke von der gewaltigen

Größe der Schweizer Findlinge wie etwa der »Pflugstein« bei Herrliberg, welcher 2600 *cm* Rauminhalt besitzt ¹⁾, fehlen im Salzachgebiet gänzlich; ein einziges Vorkommnis, das man den Schweizer Blöcken an die Seite stellen könnte ist mir bekannt geworden; es ist dieses ein gewaltiger Block des Gosauconglomerates, der an der Südseite der Hoch-Gitzen liegt und in dem sich ein Steinbruch befindet.²⁾ Nirgends gelang es, Blockzüge im Gebiete des Salzachgletschers zu entdecken, welche etwa dem Melaphyrblockzug zwischen Herrliberg und Küsnacht oder der Reihe von Taveyanasandsteinblöcken zwischen Küsnacht und Zollikon entsprächen.³⁾

Reich sind die Endmoränen an Gesteinen des Alpenvorlandes, die vom Gletscher der Grundmoräne einverleibt und später mit derselben abgelagert wurden. Es sind vorwiegend Gerölle aus den Schottern, welche das Alpenvorland bedeckten, ehe der Gletscher dasselbe betrat. Sie unterscheiden sich von den Gletschergeschieben aus den Alpen durch treffliche Rundung und durch das Fehlen der Kritzung, ein Umstand der auf die Kürze des Transportes durch das Eis hinweist. Häufig treten ferner in den Moränen des Ostflügels theils mehr theils minder abgenützte Gesteine der östlichen Vorberge auf.

Das auffallende Zurücktreten der Oberflächenmoränen gegenüber dem Grundmoränenmaterial in den Endmoränen wurde schon erwähnt. Damit stimmt auch der starke Schlammgehalt überein, der die Endmoränen meist auszeichnet. Hiedurch unterscheiden sie sich wesentlich von den Endmoränen der Schweizer diluvialen Gletscher, wie sie z. B. das Nordende des Zürichsees umgeben und welche vorwiegend aus Obermoränen sich gebildet haben. (Siehe unten Cap. XIV.) Oft besteht der ganze Wall der Endmoräne aus einem Haufen von größeren und kleineren Geschieben und Blöcken, welche ordnungslos durcheinander geworfen sind und deren Zwischenräume von dem Schlamme der Grundmoräne ganz erfüllt werden. Meist schalten sich jedoch geschichtete Partien ein, welche den Haufen gliedern; bald sind es Kies-, bald Sandschmitzen oder Einlagerungen von Bänderthon, die ohne alle Ordnung mit einander und mit den ungeschichteten Theilen der Moräne in Wechsellagerung treten. Diese Einlagerungen sind meist wenig ausgedehnt und von wechselnder Mächtigkeit, keilen sich bald aus und vertreten einander. Die Schichtung der einzelnen Schmitzen sowie ihre Lage zu einander ist nicht immer conform, auch kleine Schichtenbiegungen sind nicht selten. Dadurch wird die Structur der Moränen eine äußerst mannigfaltige und complicierte. Diese geschichteten Einlagerungen zeigen, dass bei der Bildung der Endmoräne auch fließendes Wasser thätig war. Je größer die Wasserwirkung war, unsomehr mussten die gewaschenen, ihres Schlammes beraubten Partien der Endmoräne zunehmen. So sehen wir neben schlammigen Endmoränen auch kiesige sowie die verschiedensten Übergänge zwischen beiden Extremen. Die rein kiesige Moräne unterscheidet sich in der Structur nicht von fluviatilen Ablagerungen, führt jedoch noch gekritzte Geschiebe und hat vor allem ihre Wallform erhalten. Eine solche unter der Mitwirkung bedeutender Wassermassen abgelagerte Endmoräne ist die Ablagerung südlich von Seekirchen am Südende des Wallersee, die unter 30° zur Hälfte nach Südwest, zur Hälfte nach Südost fällt. Penck hat für derartige wechselnde Moränenablagierungen,

¹⁾ Vgl. A. Wettstein, »Geologie von Zürich und Umgebung.« Zürich 1885, S. 20.

²⁾ K. Fraucher in Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt 1885, S. 173.

³⁾ A. Wettstein a. a. O.

wie es die Endmoränen des Alpenvorlandes durchweg sind, die Bezeichnung Moränenschutt vorgeschlagen.¹⁾

Längs der oben geschilderten Nordgrenze ziehen als langgedehnte Hügelzüge die Endmoränenwälle; sie sind ausgezeichnet durch kleine Kuppen, welche ihnen aufgesetzt sind und die Kammlinie auf- und abwogen lassen. Nimmt die Höhe der aufgesetzten Kuppen zu und diejenige der Wälle selbst ab, so geht der Wall in eine Reihe von Einzelhügeln über, die, im Großen und Ganzen reihenförmig angeordnet, im Einzelnen äußerst complicierte topographische Verhältnisse schaffen, wie die Endmoränen am Nordende des Ibmers Moooses.²⁾

Die absolute Höhe der Endmoränen ist wechselnd und richtet sich nach der Höhenlage des Bodens, auf dem sie abgelagert wurden. Entsprechend der nördlichen Abdachung des Alpenvorlandes erreichen dieselben in der Nähe des Gebirges an den Flügeln des fächerförmigen Gletscherendes ihre höchste Erhebung über dem Meere, während am nördlichsten Punkte des Gebietes ihre absolute Höhe den geringsten Betrag aufweist. Die Höhe ihrer Culminationspunkte beträgt, von Westen über Norden nach Osten geordnet,

im Westflügel . . .	{ bei Reitenbach	624 m
	{ bei Brining	565 m
» Mittel	{ bei Asten	519 m
	{ bei Palting	597 m
» Ostflügel	{ bei Eisenwang	744 m

Im Mittel erreichen die Endmoränen eine relative Höhe von 20—25 m, sinken dazwischen jedoch bis auf 10 m herab, während sie andererseits auch wohl bis 40 und 50 m ansteigen. Die größte relative Höhe erreicht ein Moränenwall östlich von Palting, der sich 90 m über seinen Ostfuß und volle 100 m über seinen Westfuß erhebt. Der äußerste Endmoränenwall ist fast überall relativ und absolut der höchste; nur an wenigen Stellen, wie bei Feldkirchen, bei Polsing und im Weilhardtforst, schiebt sich vor den größten ein kleinerer Wall, der eine Eruption des Gletschers von geringer Zeitdauer markiert.

Je mehr man sich vom Rande dem Centrum des einst vom Eise auf dem Alpenvorland eingenommenen Gebietes nähert, desto mehr nimmt die absolute Höhe der Wälle ab und gleichzeitig vereinfachen sich dieselben immer mehr, bis endlich die Wallform ganz verschwindet, und die Grundmoräne nur mehr als Überzug über dem welligen Untergrund erscheint, eine Form, in der wir sie bereits oben kennen gelernt haben. Eine scharfe Südgrenze der wallförmigen Moränenablagerungen, der Endmoränen, gegen die Zone der Grundmoränen lässt sich nicht ziehen; doch dürfte die Zone der Endmoränen eine Breite von 9—10 km im Salzachgebiete nicht überschreiten.

Nur der äußerste Endmoränenwall läuft in einem kontinuierlichen Bogen um die Mündung des Salzachthales in das Alpenvorland; das gilt von den kleineren, dem Centrum des Fächers näher gelegenen Wällen nicht; sie beschreiben zwar im Großen und Ganzen auch einen Bogen um die Mündung des Salzachthales, bilden jedoch keine stetig gekrümmte Kurve, sondern gruppieren sich in kleinen, in den Thälern sich ausstülpenden Halbkreisbögen, die unter spitzen Winkeln aneinanderstossen. Solcher

¹⁾ »Vergletscherung.« S. 118.

²⁾ Vgl. auch E. Richter: »Moränenlandschaft im Innviertel.« Tagblatt der 64. Vers. deutsch. Naturf. und Ärzte zu Salzburg, 1861, S. [87].

kleiner Bogensysteme, welche theilweise aus mehreren concentrisch gestellten Wällen bestehen, finden sich sechs, die sich je um das Nordende des Waginger Sees, der Thalweitung von Tittmoning, des Ibmer Moooses, des Oichtener Thales, der Mattseer Seen und des Wallersees schlingen; ein siebentes tritt am Westende des Beckens von Teisendorf, jedoch nicht mit der gleichen Deutlichkeit auf. Sie lassen erkennen, dass der Gletscher bei seinem Schwinden nicht an der ganzen Linie gleichmäßig zurückging, sondern an einzelnen Punkten rascher, an anderen langsamer an Boden verlor: er zerlegte sich in Lappen. (Vergl. Karte II.)

Die Endmoränen repräsentieren ein äußerst compliciertes Netz von Wällen, die bald mit einander parallel laufen, bald sich vereinigen, bald wieder sich trennen, sodass es schwierig ist zu bestimmen, welche Wälle gleichzeitig abgelagert wurden, wie es Bayberger nicht gerade mit Glück versucht hat, indem er am Inn-gletscher überall sieben verschiedene Endmoränen unterschied.¹⁾ Auf einem beschränkten Raum lassen sich freilich deutlich mehrere Wälle unterscheiden, welche ebenso viele Ruhepunkte im Rückzuge des Gletschers in dieser Gegend bezeichnen, während die Thäler zwischen ihnen Perioden des raschen Schwindens markieren. Aber die einzelnen Wälle verschiedener Gegenden miteinander zu parallelisieren gelingt, abgesehen von der äußersten Endmoräne, nur bei der zweiten mit einiger Sicherheit.

Die Anordnung der Endmoränen zeigt uns, dass der Gletscher, als er seine Maximalausdehnung erreicht hatte, lange Zeit sich hier behauptete und hier die mächtigste aller Endmoränen aufschüttete. Sein Rückzug war von Ruhepausen unterbrochen, in denen er die der Thalmündung näher gelegenen Endmoränen ablagerte. Dass der Gletscher zu gleicher Zeit an allen Punkten seiner Peripherie zurückging oder seinen Rückzug unterbrach, lässt sich nicht nachweisen, dürfte aber wahrscheinlich sein. Sicher ist, dass die Pausen im Rückzuge immer kürzer wurden, sodass die relative Höhe der Endmoränen abnimmt, je mehr man sich dem Thalausgange nähert. Es schwand das Eis immer rascher und rascher dahin. Allein entgegen den Verhältnissen, wie sie von Penck im Innthal und von Böhm im Ennthal geschildert worden sind, finden sich im Gebiete des Salzachgletschers an mehreren Punkten noch im Innern des Gebirges Vorkommnisse echter Endmoränen.

Zwei Gebiete stellt die topographische Karte dar, welche ganz den regellosen, haufenartigen Charakter der Moränenlandschaft besitzen: das Nordende des Beckens von Lofer und die Fastenau im unteren Salzachthale an der Mündung des Tauglbaches. Eine Besichtigung an Ort und Stelle lehrt jedoch, dass wir es hier mit zwei großen, postglacialen Bergstürzen zu thun haben. Derjenige bei Lofer ging vom Kammerköhrgebirge nieder, dessen östliches Gehänge hochhinauf von einem Blockmeer bedeckt ist. Der Bergsturz im Salzachthale stammt nach Prinzinger²⁾ und E. Richter³⁾ von der Raspenhöhe, einer Felsterrasse am Rossfeld, wo heute noch die Abbruchfischen zu sehen sind.

Anders stehen die Verhältnisse bei Saalfelden. Nördlich vom Zeller See breitet sich im weiten Thal ein Hügelland aus, welches bis dicht an Saalfelden herantritt und von der Saalach durchflossen wird. Es bildet einen eigenthümlichen Gegensatz mit den weiten versumpften Flächen des Oberpinnzgaus. Nur untergeordnet beteiligt sich am Aufbau dieser Hügel anstehender Fels; sie setzen sich vielmehr vorwiegend aus schlammiger

¹⁾ »Inngletscher.« Ergänzungsheft Nr. 70 zu Petermann's Mith. 1882.

²⁾ Mith. der Ges. für Salzburger Landeskunde. 1879, S. 97 ff.

³⁾ Zeitschrift des Deutsch. und Österr. Alpenvereines. 1882, S. 260 ff.

Moräne mit gekritzten Geschieben zusammen, wie schon Leblanc erkannte¹⁾, und bilden eine Moränenlandschaft, die im Kleinen manche Züge wiederholt, welche die Moränenlandschaft im Alpenvorland auszeichnen. Doch ist die Wallform der Endmoränen nicht so deutlich ausgeprägt, und auffallend ist, dass Obermoränenschutt ihnen ganz oder doch fast ganz zu fehlen scheint. Der höchste Wall, der sich südlich von Saalfelden in der Richtung von West nach Ost erstreckt, erreicht an zwei Punkten eine Höhe von 816 und 869 *m* über dem Meere oder 62 und 115 *m* über dem Spiegel des Zeller Sees. Er ist gleichzeitig der einzige Wall, bei welchem die Wallform einigermaßen kenntlich ist; die weiter südlich gelegenen Hügel, welche nicht bis 800 *m* Höhe ansteigen, lassen eine Anordnung in Wälle nicht mehr hervortreten und scheinen ihre Längserstreckung nicht, wie es Endmoränen zukommen würde, von West nach Ost, sondern von Süd nach Nord, d. h. in der Richtung der Gletscherbewegung zu besitzen. Das ganze Hügelland der Moränen wird von der Saalach in zwei Theile zerschnitten und durch zwei kleine, heute von größeren Wasseradern nicht mehr durchströmte Thäler von den Gehängen des Hauptthales getrennt.

Wenig deutlich ist auch die Wallform der Moränen, welche das Becken von Kitzbichl erfüllen und bereits 1846 von Frignet erwähnt werden.²⁾ Allein an dem Aufbau der Kitzbichler Hügellandschaft, besonders in deren nördlichen Theilen, betheiligte sich auch vielfach anstehender, vom Gletscher gerundeter Fels und das Gleiche gilt auch von der Moränenlandschaft bei Bischofshofen, welche oben auf den Terrassen von Buchberg und Werfenweng aufgebaut wurde.

Etwa 1 *km* nördlich vom Königssee zieht ein nicht hoher, aber deutlich ausgesprochener Wall quer über das Thal hinweg; er hat sich unverletzt nur am östlichen Ufer der Königsseeer Ache erhalten.³⁾ Dieser Wall besteht aus Gesteinen, die theils der Grundmoräne, theils der Oberflächenmoräne eines Gletschers entstammen, der einst den Königssee erfüllt haben muss. Haushohe Blöcke, deren größter an 1500 *cm* Rauminhalt haben dürfte, und welche schon die Aufinersamkeit Leblanc's auf sich zogen⁴⁾, sind über den Thalboden zwischen dem See und dem Moränenwall zerstreut und als erratisch anzusprechen, unsomehr, als sie oft noch mit ihrem unteren Theil in Moräne gebettet sind. Auch am Ausgang des Wimbachthales, westlich des Königssees, markieren Endmoränen unweit der Klamm nach Penck⁵⁾ die Lage des Endes des Wimbachgletschers.

Mächtige Massen von Moränen erfüllen das weite Becken von Abtenau, sich hier in Wälle ordnend und eine Moränenlandschaft bildend, welche an Deutlichkeit jene bei Saalfelden weit übertrifft. Nicht weniger als 4—5 deutliche Endmoränenwälle wurden hier von dem Lammergletscher abgelagert, die in ihrer Structur völlig den Endmoränen des Alpenvorlandes entsprechen: sie enthalten, wie trefflich in dem Aufschluss bei Fischbachsag, östlich von Abtenau, zu beobachten ist, neben Grundmoräne und Obermoränenschutt Kieseinlagerungen und besitzen dementsprechend stellenweise eine unregelmäßige Schichtung.

Markierten diese sechs Vorkommnisse in der That einst die Enden des Saalachgletschers, des Chiemsee-Achengletschers, des Salzachgletschers, des

¹⁾ Bull. de la Soc. géol. de France. 1842—1843, S. 600 ff.

²⁾ E. Frignet, «Le phénomène erratique en Tirol et particulièrement dans la vallée de l'Inn. Thèse de Géologie.» Strasbourg 1846.

³⁾ Vgl. auch Penck in Penck und Richter, «Das Land Berchtesgaden.» Z cit. schritt des Deutsch. und Österr. Alpenvereines 1885. S. 32 des Sonderabdruckes.

⁴⁾ Bull. de la Soc. géol. de France. 1842—1843, S. 608 ff.

⁵⁾ A. a. O.

Königsseer Gletschers, des Wimbachgletschers und des Lammergletschers, so wäre eine gewisse Harmonie in der Größenentwicklung jener Gletscher, welche die betreffenden Moränen abgelagerten, nicht zu verkennen und man könnte sich versucht fühlen, die Bildung jener Moränen in ein und dieselbe Epoche des allgemeinen Gletscherrückganges zu versetzen, und in ihnen gleichzeitige Ablagerungen zu erblicken. Allein jene Moränen lagern alle in Thalweitungen, woselbst die Wirkungen der seit Schluss der Eiszeit thätigen Erosion relativ gering gewesen sind und mithin letztere Zeugen alter Gletschergröße stehen gelassen haben können, während sie gleichzeitig die etwa in den engeren Thalstrecken aufgebauten Endmoränen völlig zerstörten; andererseits fand hier auch keine bedeutende post-glaciale Accumulation statt wie in dem Thalbecken des Ober-Pinzgauts, so wie in den Becken von St. Johann in Tirol, von Reichenhall und Salzburg. Ist es aus diesen Gründen mehr als gewagt, jene Ablagerungen für gleichzeitig zu halten, so fragt es sich andererseits überhaupt noch, ob wir in allen jenen sechs Vorkommnissen Bildungen vor uns haben, welche am Gletscherende entstanden, oder ob nicht vielleicht auch z. Th. an eine Ablagerung jener Moränen unter dem Eise gedacht werden könne, etwa in der Art der »Drumlins«. Denn dass sie in der That Ablagerungen von Moränen und nicht etwa die gewöhnliche vom Gletscher bewegte Grundmoräne darstellen, daran lässt sich stellenweise sehr bedeutende Mächtigkeit kaum zweifeln. Doch halte ich für die Moränen des Beckens von Abtenau und diejenigen am Nordende des Königssees nach Wallform und Structur jede andere Deutung denn als Endmoränen für ausgeschlossen. Hingegen ist der Gedanke an eine subglaciale Entstehung der Moränen bei Saalfelden, Kitzbichl und Bischofshofen umso weniger ohneweiters von der Hand zu weisen, als an dem Aufbau jener Hügelgebiete sich anstehender Fels in Rundbuckelform wesentlich beteiligt.

Außer mächtige Moränen, die einen Übergang von den eigentlichen Ufermoränen zu den Endmoränen darstellen, lagern an den Gehängen der Vorberge, so am St. Kolomannsberg an dessen Süd- und Westseite, am Tamberg, am Buchberg, am Haunsberg und am Teisenberg. Alle diese Vorkommnisse haben mit den Ufermoränen gemein, dass sie an Berggehängen abgelagert wurden; andererseits besitzen sie jedoch durch ihre Größe und unruhige Form das Aussehen der Endmoränen: sie stellen Wälle dar mit auf- und abwogenden Kuppen und nicht selten lassen sich, gleich den verschiedenen Endmoränenwällen, mehrere solcher Ufermoränen an ein und demselben Gehänge unterscheiden. So trägt das Südgehänge des St. Kolomannsberges drei Wälle (vgl. Karte II), von denen der höchste mit 798 m, der zweite mit 705 m und der dritte mit etwa 640 m Höhe culminiert. Eine echte Moränenlandschaft bilden die Wälle, welche am Westgehänge des St. Kolomannsberges vom Salzachgletscher abgelagert wurden. Zwei Wälle, die jedoch im Niveau keines so starke Differenz aufweisen, lassen sich auch am Südfuße des Tamberges trennen.

Die ganze Moränenbedeckung des östlichen Haunsbergabfalles gehört zu diesen, den Endmoränen ähnlichen Ufermoränen; man kann hier deutlich 3—4 Wälle unterscheiden, von denen der höchste gleichsam den Rücken des Haunsberges bildet und sich bis zur Kaiserbuche nach Süden verfolgen lässt. Mehrfach schließen die tiefer gelegenen Wälle des Haunsberges Moore zwischen sich ein und bekunden darin ihre Verwandtschaft mit den Endmoränen. Ein Moor eigener Art von etwa 0.5 km Breite findet sich in dem weiten Thale, das von der Spitze des St. Kolomannsberges nach Süden zieht. Der östliche Traungletscher besaß nicht mehr die Kraft, in dieses Thal einzudringen und schüttete daher vor dessen Ausgang seine End-

beziehungsweise Ufermoräne auf; diese staute im Thale einen See auf, dessen Spuren wir heute noch in der horizontalen Schotter- und Moorfläche erkennen können. Noch heute steht das Thal unter der Herrschaft dieser Moräne; sein Bach vermag nicht dieselbe zu durchbrechen, sondern ist gezwungen, an dem Moränenwall entlang $1\frac{1}{2}$ km auf dem Berggehänge zu fließen, ohne sich wesentlich zu senken. Erst weiter westlich gelingt es ihm, den Moränenwall zu queren und so seinem Wasser einen Weg hinab zur Fuschl-Ache zu bahnen. Eine ähnliche Sperrung erfuhr das vom Teisenberg gegen Osten herabziehende Achenthal durch die Ufermoräne des Saalachgletschers.

Die regelmäßige Ausbreitung des Salzachgletschers auf dem Vorlande war durch das Fehlen mächtiger Nachbargletscher bedingt. Der Chiemsee-Achengletscher, der auf dem Vorlande mit dem Inngletscher verschmolz und hier als ein Glied desselben betrachtet werden darf, wenn er auch seine Eismassen z. Th. aus den Tauern empfing, trat auf dem Alpenvorlande nirgends mit dem Eise des Salzachgletschers in Berührung; seine Endmoränen lehnen sich bei Traunstein an das Gebirge an und nähern sich hier den Endmoränen des Salzachgletschers nur bis auf $1\frac{1}{2}$ km Entfernung; so schiebt sich zwischen beide Gletscher von Norden her ein Stück neutralen Bodens. Es kommt hinzu, dass die beiden Zungen des westlichen Traungletschers das Gebirge überhaupt nicht verlassen haben. (Siehe Karte I.) Der Gletscherarm, der sich im Thale der Weißen Traun nordwärts bewegte, bezog, wie wir bereits oben sahen, sein Eis theils vom Saalachgletscher durch das Unkenner Thal und das Fischbachthal, theils vom Chiemsee-Achengletscher über Reit im Winkel und durch das Thal des Weissees. Allein da die Eiszufuhr in den relativ sehr engen Thälern großen Hindernissen begegnete und mithin nur gering war, so treffen wir sein Ende bereits 2 km nördlich von Ruhpolding noch im Gebiete der alpinen Flyschzone. Seine Endmoränen, deren man 2–3 hintereinander zählt, haben sich deutlich erhalten und werden von dem Flusse in einem tiefen Canal durchbrochen, welcher eigenthümlich mit dem weiten, versumpften Becken contrastiert, in dem der Fluss weiter südlich dahingleitet. Der Gletscherarm im Thale der Rothen Traun löste sich bei Schnaizlreut vom Saalachgletscher los und bewegte sich das Weißbachthal aufwärts. Er konnte noch die etwa 700 m hoch über dem Meere gelegene Wasserscheide zwischen dem Weißbach und der Rothen Traun überschreiten und das weite Becken von Inzell erfüllen. Jedoch schon $2\frac{1}{2}$ km nordwestlich von diesem Orte fand er sein Ende und baute hier eine Endmoräne auf, welche von der aus dem Inzeller Becken kommenden Rothen Traun im engen Thal durchströmt wird. So streben von vier Seiten: vom Chiemsee-Achenthal, vom Thal der Weißen und demjenigen der Rothen Traun, sowie endlich vom Salzachthale aus Eismassen gegen das Gebiet hin, auf dem heute die Stadt Traunstein liegt, ohne jedoch dasselbe zu erreichen und ohne einander irgend zu berühren.

Viel verwickelter gestalteten sich die Verhältnisse im Osten an der Grenze zwischen dem östlichen Traungletscher und dem Salzachgletscher. Auch hier schalteten sich kleine Gletscher zwischen die beiden großen Nachbarn ein: der Ebenau-Adneter Arm des Salzachgletschers, der sich bei Hallein vom Hauptstrome lostrennte, und der ganz selbständige Hinterseer Gletscher, der seine Eismassen einzig und allein aus dem Tauglgebirge empfing. Erhöht wird die Complication noch dadurch, dass der Salzachgletscher nicht etwa in geschlossener Linie hier lag, sondern am Heuberg sich gleich beim Beginne des Rückzuges getheilt hatte und einen Arm über Gnigl bis Elsenwang vorstieß, während eine kleine Aus-

stülpung des Hauptgletschers durch die Lücke zwischen dem Heuberg und dem St. Kolomannsberg von Norden hereinragte. Auch der östliche Traungletscher schob sich im Thale des Fuschlseees und im Thale von Thalgau mit zwei Lappen heran, die allerdings zur Zeit der größten Gletscherentwicklung über den Berggrücken nordöstlich von Hof miteinander zusammenhängen. Waren es im Westen vier Systeme von Endmoränen, die sich bei Traunstein einander näherten ohne einander zu berühren, so sind es im Osten sechs Systeme, da jeder Gletscherzipfel sich naturgemäß seine eigene Endmoräne zu bauen suchte; diese sechs Gletscher und Gletscherarme warfen ihre Moränen auf einen Punkt, nach dem alle hinstrebten und in dem sie sich trafen. Sie waren nicht mächtig genug um jegliche Endmoränenbildung an dieser Stelle zu unterdrücken und gemeinsam in das Vorland hinauszuziehen. So entstanden hier Ablagerungen von Moränenmaterial, welche eine beispiellose Mächtigkeit erreichen.

Diese ungeheure Masse von Moränen ordnet sich gleichwohl deutlich in bogenförmige Wälle, welche dem Gletscher, der sie ablagerte, ihre concave, einander die convexe Seite zukehren. (Vergl. Fig. 2.)

Der Punkt, in dem alle Endmoränensysteme zusammentreffen, liegt bei Eisenwang. Hier finden sich Moränen in einer Mächtigkeit von 135 m aufgeschlossen, ohne dass ihr Liegendes bloßgelegt wäre. Die tiefen, schichtartigen Thäler der Fuschl-Ache und des Plainfelder Baches sind ausschließlich in Moräne eingesenkt.

Das Quantum Moräne, das hier auf dem kleinen Raume zusammengedrängt ist, repräsentiert uns die unverkürzte Summe alles Gesteinsmaterialies, das von den sechs Gletscherarmen angeschleppt wurde. Denn zur Eiszeit war hier jegliche Wirkung des fließenden Wassers, mithin jeder Transport von Gesteinen durch dasselbe ausgeschlossen. Die Moränen wurden in einem nach allen Seiten hin geschlossenen Becken abgelagert; denn nach Norden und Westen verlegte der Salzachgletscher den Weg, nach Osten der Traungletscher, nach Süden der Ebenau-Admeter und der Hinterseeer Gletscher. So müssen die Moränen in einem Eissee zur Ablagerung gekommen sein, was auch aus ihrer Beschaffenheit hervorgeht.

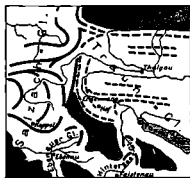
Am Brumbach, dem Abflusse des Hintersees, zwischen Faistenau und Hintersee, sind unterhalb des Einöds Krimau große, mehrere 100 m lange und 84 m hohe Aufschlüsse bloßgelegt. Zu untern findet sich hier ein weißlicher, ganz aus Kalkschlamm bestehender Bänderthon in einer Mächtigkeit von 30 m; in seinem Hangenden erscheint, 21 m mächtig, ein nur lose verkitteter, horizontal geschichteter Schotter ohne gekritzte Geschiebe; auf ihm lagert eine stark sandige, ungeschichtete Moräne, welche die horizontale Oberfläche der Terrasse von Krimau bildet. An der Südhälfte des Profiles erkennt man, dass Schotter und Moräne allmählig ineinander übergehen und eine Grenze zwischen ihnen nicht vorhanden ist. Zwei Profile finden sich ferner bei der Rafflmühle an der Fahrstraße, welche von Hintersee nach Faistenau führt, dicht nebeneinander und sind durch ein 25 m langes bewachsenes Stück der Lehne von einander getrennt. Beide zeigen Bänderthon, schlammige und sandige Grundmoräne mit einander wechsellagernd und einander gegenseitig vertretend; keine der Ablagerungen nimmt einen bestimmten Horizont ein. Diese drei Profile, zu denen sich noch andere minder gut aufgeschlossene gesellen, lehren, dass alle diese Gebilde einander äquivalent sind. Die Grundmoräne enthält sämtliches Material, das die Schichten aufbaut, sowohl den Schlamm zur Bildung des Bänderthones, als auch die Geschiebe zur Bildung des Schotters und der sandigen Moräne. Die Schotter sind durch fließendes Wasser gewaschene und ihres Schlammes beraubte Moränen,

der Bänderthon ist eben dieser bei der Bildung der Schotter entführte und an ruhigen Stellen wieder abgelagerte Schlamm. Der ganze Thalzug zwischen Ebenau und Faistenau ist gleichmäßig mit glacialen Material erfüllt, das bald als Moräne, bald als Schotter oder Bänderthon uns entgegentritt. Der einzige Unterschied ist, dass, während am Hintersee und bei Faistenau auch nicht ein Urgebirgsgeschiebe sich findet, Gesteine der Centralalpen in den Moränen bei Ebenau zwar selten, aber doch vorhanden sind und offenbaren, dass sich ein Zweig des Hauptgletschers aus dem Salzachthale bis in das Becken von Ebenau hinein erstreckte.

Ähnliche Verhältnisse, wie wir sie bei Faistenau beobachteten, herrschen auch westlich des Fuschlsees und des Thalgauner Beckens; hier finden wir, wie erwähnt, Moränenablagerungen in einer Mächtigkeit von über 100 m im Trockenthal bei Plaienfeld und Bodenschwand aufgeschlossen; doch überwiegt hier die stark schlammige Moräne und der Bänderthon tritt mehr zurück, während umgekehrt bei Faistenau der Bänderthon die größere Verbreitung aufwies. Ausgezeichnet gegenüber den Ablagerungen bei Faistenau sind auch die Moränen am Fuschlsee und Thalgauner Becken durch das wenn auch nur spärliche Auftreten von Urgebirgsgeschieben, welche hier vom Traungletscher abgelagert wurden, der sie aus den Centralalpen des Ennstales erhielt.

Bei Eisenwang liegt eine wenige 100 m breite, vorwiegend aus Bänderthon mit zurücktretendem Schotter zusammengesetzte dreieckige Ebene, welche im Süden von einem Ausläufer des Lidamberges, im Osten von dem äußersten Endmoränenwall des östlichen Traungletschers und im Westen von der Endmoräne des Salzachgletschers begrenzt wird (siehe Fig. 2). Nördlich dieser Ebene vereinigen sich die beiden Endmoränen zu einem einzigen Wall, der zum südwestlichen Ausläufer des St. Kolomannsberges zieht und erst hier sich wieder theilt, um einerseits längs dem Südgehänge des St. Kolomannsberges nach Osten als Moräne des Traungletschers, andererseits an dessen Westgehänge als Moräne des Salzachgletschers nach Nord sich zu wenden. Beim Rückzuge der Gletscher lagerten sich die jüngeren Endmoränenwälle ab; es zerfiel der Zipfel des Traungletschers in zwei Lappen, welche sich im Thalgauner Becken und im Fuschlsee hielten und zwischen sich die parallel zu ihrer Längserstreckung gestellten Höhenrücken aufbauten, welcher vom Schober nach Westen zieht. Es ging der Hinterseer Gletscher, der zur Zeit der größten Gletscherentfaltung fast bis zum Fuschlsee reichte, zurück, ebenso der Ebenau-Adneter Gletscherarm. Der Salzachgletscher, welcher den Heuberg ganz überflossen hatte, zerfiel jetzt in zwei Lappen, welche zu beiden Seiten des Heuberges hereinragten. Noch immer aber sperrte das Eis von allen Seiten den Abfluss der Gewässer, noch immer hielt sich der Eissee. Dieser Phase gehört die Bildung der dicht am Hintersee und am Fuschlsee gelegenen Moränen an. Erst jetzt begann ein rascher, fluchtartiger Rückzug des Eises und damit schwand der Eissee, in dessen Ablagerungen sich die Bäche tiefe schluchtartige Canäle rissen.

Fig. 2.



- Nicht vergletscherte Berghöhen.
- Neutrale Schotterfläche von Eisenwang.
- Moränen des Salzach-Gletschers.
- - - Moränen des Traun-Gletschers.

VIERTES CAPITEL.

Dimensionen und Schneelinie der letzten Vergletscherung des Salzachgebietes.

Horizontale Ausdehnung der Vergletscherung. Verticale Ausdehnung durch die obere Geschiebegrenze gegeben. Frühere Angaben über deren Lage im Salzachgebiete. Die Augensteinglomerate des Dachsteinkalkplateaus. Tabelle der höchstgelegenen erraticen Vorkommnisse. Oberflächenneigung der diluvialen Gletscher im Gebirge und in der Ebene. Mächtigkeit des Eises. Methode der Höhenbestimmung der Schneelinie. Deren Lage heute in den Hohen Tauern. Schluss von der Mächtigkeit der Gletscher des Tauglgebietes auf eine Lage der diluvialen Schneelinie in 1150—1200 m Höhe bei Salzburg. Das gleiche Resultat aus der Höhenlage von Gebirgseen in den Vorbergen gewonnen. Muthmaßliche höhere Lage der diluvialen Schneelinie in den Centralalpen. Lage der Schneelinie auf den diluvialen Gletschern. Geben die erraticen Grenzen die obere Grenze der Thalausfüllung mit Gletschereis oder mit Gletschereis und Firn? Ufermoränen im Firngebiete.

Die Verbreitung der Endmoränen, der Ufermoränen und der Grundmoränen lehrt uns die Ausdehnung der Gletschermassen in horizontaler und in verticaler Richtung kennen. Die Nordgrenze der Endmoränen markiert auch die Nordgrenze der Eiszunge, welche sich auf das Alpenvorland legte. Es betrug zur Zeit des Maximalstandes der Vergletscherung die Länge des gesammten Salzachgletschers, von dem Kamm der Tauern bis an die Nordspitze des Moränenfächers gemessen 128 km.

Nicht so leicht lässt sich die verticale Ausdehnung, d. h. die Lage der oberen Gletschergrenze an den Gehängen der Thäler des Gebirges bestimmen, da hier die Verbreitung der Moränen eine sehr lückenhafte ist. Grundmoränen geben den sichersten Beweis einer einstigen Eisumhüllung; nicht minder dienlich sind erratiche Blöcke, die ja an sich auch nichts anderes als Moränenrückläufer sind.

Bereits in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts wurden erratiche Blöcke hoch oben am Gehänge des Salzachthales beobachtet und mehrfach finden wir Angaben über die Höhe, bis zu welcher dieselben sich verfolgen lassen, über die obere Grenze der erraticen Geschiebe — noch in einer Zeit, wo man über die wahre Ursache, welche die erraticen Blöcke über das Gebirge und das Alpenvorland zerstreute, richtige Vorstellungen nicht besaß. Lill von Lilienbach fand »große Granitblöcke und Geschiebe von Porphyre« auf bedeutenden Höhen des Götischen und Sillberges bei Hallein¹⁾, welche beide dem Höhenzuge angehören, der das Thal der Berchtesgadener Alm vom Salzachthale trennt und dessen Ostgehänge, wie wir oben sahen, mit Gesteinen des Salzachgletschers, dessen

¹⁾ Neues Jahrbuch für Mineralogie u. s. w. Herausgegeben von Leonhardt und Broun. Bd. 1831, S. 79.

Westgehänge hingegen mit solchen des Berchtesgadener Gletschers besät ist. Wenn Lill hier von Porphyrgeschieben spricht, so liegt höchst wahrscheinlich eine Verwechslung mit einem anderen Gestein vor, da Porphyr sich nirgends im Salzachgebiete anstehend findet. Nach Unger¹⁾ soll ein großer erraticher Gneißblock am Großen Kettenstein bei Mittersill im Pinzgau in rund 6000' Höhe angetroffen worden sein. Unger hatte bereits die Gesetze in der Verbreitung der erraticen Blöcke mit aller Klarheit erkannt, wenn er auch über deren Ursache sich nicht volle Rechenschaft zu geben vermochte. Er hatte die Entdeckung gemacht, dass die zu höchst vorkommenden Findlinge fast in einer horizontalen Linie erscheinen; er sprach mit aller Sicherheit den später von Penck für das Innggebiet und auch von uns im Salzachgebiete erkannten Grundsatz aus, dass die erraticen Blöcke in den Querthälern häufiger als in den Längsthälern auftreten. 1854 erwähnt K. Peters²⁾ erratiche Schiefergeschiebe am Gehänge des Achberges bei Unken, welche er für durch Menschenhand verschleppt hält, deren Höhenlage jedoch vortrefflich mit unseren Beobachtungen über die obere Geschiebegrenze daselbst übereinstimmt. In neuerer Zeit haben auch Fugger und Kastner³⁾ die Höhe zahlreicher erraticher Blöcke bestimmt und publiciert; doch liegen alle ihre Beobachtungsstellen ziemlich tief unterhalb der oberen Geschiebegrenze.

Nicht so zuverlässig auf glaciale Ursachen zurückzuführen wie diese eben genannten Vorkommnisse ist das Auftreten von Urgebirgsgeschieben hoch oben auf den Plateaus der Dachsteinkalkklötze unseres Gebietes. Morlot schreibt 1847: »auf dem Hohen Göll sollen Granitblöcke vorkommen, was auffallend genug wäre.«⁴⁾ Ich habe diese Beobachtung nicht wiederholen können; vielmehr liegt gerade am Hohen Göll die obere Grenze der Urgebirgsgeschiebe in Folge des von links in den Salzachgletscher einmündenden Torrener Gletschers besonders tief. Da Morlot diese Beobachtung nicht selbst gemacht hat und dieselbe mit einer gewissen Reserve wiedergibt, so scheint eine Verwechslung nicht ganz ausgeschlossen. Gerade am Hohen Göll finden sich graue Kalke, welche, voll von Crinoidenstielen und anderen kleinen Versteinerungen in angewittertem Zustande mit einem dunklen Granit eine gewisse Ähnlichkeit besitzen. Sollte jedoch jene Beobachtung in der That richtig sein, dann dürfen wohl die Granitgeschiebe des Hohen Göll in eine Reihe mit einem Vorkommnis zu stellen sein, von dem Haidinger gleichfalls im Jahre 1847 Mittheilung macht.⁵⁾ Nach demselben fand der Graf von Fries auf dem Hochplateau des Tännengebirges, »also wohl 6000' (= 1850 m) hoch einen Granatkrystall aus Glimmerschiefer« und einige Pyritkrystalle. Eine indirecte Bestätigung fand diese Beobachtung in neuester Zeit durch Penck, der in 2200 m Höhe auf dem Steinernen Meere Geschiebe der Urgebirgsformationen entdeckte.⁶⁾ Alle drei Funde, derjenige auf dem Hohen Göll, der auf dem Tännengebirge und der auf dem Steinernen Meer, lassen sich nicht mit den Beobachtungen vereinigen, die ich am Südabhange des Tännengebirges zu machen Gelegenheit hatte und welche alle übereinstimmend für die erratiche Geschiebe-

¹⁾ »Einfluss des Bodens auf die Vertheilung der Gewächse.« Wien 1836, S. 71.
²⁾ »Salzburger Kalkalpen im Gebiete der Saale.« Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1854, S. 141.

³⁾ »Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.« Salzburg 1865.

⁴⁾ »Erläuterungen zur geol. Karte der nordöstlichen Alpen.« Wien 1847, S. 61.

⁵⁾ Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturw. Herausg. von Haidinger. Bd. II. Wien 1847, S. 30.

⁶⁾ Penck und Richter. »Das Land Berchtesgadener.« Zeitschr. des Deutsch. und Österr. Alpenvereines. 1885, S. 16 des Separatabdruckes.

grenze eine Höhe von 1700 m ergaben. Sie sind wohl zu jenen eigenthümlichen Ablagerungen von Quarz- und Urgebirgsgeschieben zu rechnen, welche von Simony im Salzkammergut als Augensteinconglomerate bezeichnet und beschrieben wurden. Simony fand dieselben auf dem Dachstein in 8000' = 2460 m Meereshöhe, fast 1000 m über der oberen Gletschergrenze in jenen Gebieten.¹⁾ Andere bisher bekannt gewordene Fundstellen dieser räthselhaften Geröllablagerungen sind das Kammergebirge, der Stoder, der Zinken und das Todte Gebirge.²⁾ Das Conglomerat im Ausseer Thalbecken, das C. Diener gleichfalls mit den Augensteinen zusammenstellt³⁾, möchte ich seiner Thallage nach eher für ein Äquivalent des Ramsauer Conglomerates bei Berchtesgaden halten (siehe unten Cap. VIII). C. Diener glaubt durch eine Beobachtung im Gebiete der Rofangruppe (Unter-Innthal) auf das Alter der Geschiebe ein Licht geworfen zu haben.⁴⁾ Er fand hier abgerollte Stücke von Quarz, Hornblendegesteinen und Glümmerschiefer eingekittet an der Sohle eines Crinoidenkalkes, der, dem unteren Lias angehörend, discordant den Dachsteinkalk überlagert. In Taschen und Rinnen, welche völlig den heutigen Karrenfeldern entsprechen und die man vielleicht als versteinerte Karrenfelder bezeichnen könnte, greift derselbe in den Dachsteinkalk ein. Diener schließt daher, dass jene Geschiebe und Conglomeratbildungen der Rofangruppe dem unteren Lias angehören und in einer präliassischen Festlandsperiode, die auch von Geyer⁵⁾ angenommen wird, abgelagert wurden. In diese oder eine ähnlich weit zurückliegende Zeit dürften wohl auch jene Vorkommnisse auf den Dachsteinkalkplateaus des Tännengebirges und des Steinernen Meeres und eventuell auch dasjenige auf dem Hohen Göll in unserem Gebiete zurückreichen. Sie sind nicht glacialen Ursprunges, nicht diluvialen Alters.

In die nachfolgende Tabelle sind alle Beobachtungen erraticer Vorkommnisse aufgenommen worden, welche geeignet scheinen, die obere Grenze der erraticen Geschiebe in den Hauptthälern festzulegen. Wir haben die große Bedeutung der Localgletscher für die Verbreitung des erraticen Materials im Gebirge wie in der Hochebene oben kennen gelernt; wir sehen, dass Moränen von den bereits mit dem Hauptgletscher vereinigten Localgletschern abgelagert wurden; diese Moränen können naturgemäß vortrefflich zur Bestimmung der oberen Gletschergrenze dienen, sobald ihre Lage im Hauptthale keinen Zweifel darüber lässt, dass sie vom Localgletscher nicht vor, sondern erst nach seiner Vereinigung mit dem Hauptstrome selbst oder mit einem von dem letzteren abgelösten und mit eigener Bewegung begabten Gletscherarm, wie wir sie in den Längsthälern und secundären Querthälern der Kalkalpen antreffen, abgelagert wurden. Die gewonnenen Höhenzahlen repräsentieren nur Minimalwerthe; sie geben an, bis wohin der Gletscher mindestens emporgereicht hat. Allein der treffliche Einklang benachbarter Grenzbestimmungen zeigt uns, dass diese Minimalwerthe dem wahren Werthe sehr nahe kommen. Überall, wo die Beobachtung nicht von mir selbst gemacht wurde, ist der Name des Beobachters in Klammern beigefügt.

¹⁾ Berichte über die Mitth. von Freunden der Naturwissenschaft. Herausgegeben von Haidinger. Bd. II, Wien 1847.

²⁾ C. Diener im Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien. 1885. S. 31.

³⁾ A. a. O.

⁴⁾ Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1885. S. 31.

⁵⁾ Ebenda. 1884.

Über die Höhen der erratischen Vorkommnisse. ¹⁾

I. Im Gebiete südlich der Kalkalpen.

Großer Rettenstein bei Mittersill, Gneißblock (Unger ²⁾) . . .	ca. 1800 m
Resterhöhe am Pass Thurn, Südabfall, Gneißblöcke . . .	1770 m
Schnittenhöhe bei Zell am See, Gneißblöcke (Riemann ³⁾) . . .	1738 m
Hundstein bei Dienten, Ostabfall, erratischer Gneißblock . . .	1652 m
Tämnengebirge, Südabfall, auf der Elmanalpe Gneißgeschiebe und Moränen . . .	1618 m
Bischlinghöhe bei Werfen, Ostabfall, Glimmerschiefergeschiebe und Moräne . . .	1690 m

II. Im Gebiete der Kalkalpen.

A. Im Chiemsee-Achenthal.

Kitzbichler Horn, Westabfall, erratische Geschiebe . . .	ca. 1400 m
Kaisergebirge, Ostabfall, auf der Feldalpe ein Geschiebe von Hornblendeschiefer . . .	1907 m
Hochgern, Westabfall, erratischer Hornblendeschiefer . . .	1093 m

B. Im Thale der Weißen Traun.

Hochgern, Ostabfall, erratische Urgebirgsgeschiebe . . .	969 m
--	-------

C. Im Saalachthale.

Litzkopf bei Pass Hirschbichl, Nordabfall, erratische Dachsteinkalkblöcke . . .	1380 m
Sonntagshorn bei Unken, Südseite, locale Grundmoräne . . .	1327 m
Kammerköhr, Westabfall, locale Grundmoräne . . .	1304 m
Kammerköhr, Nordabfall bei Winkelmoos, Grundmoräne mit Urgebirgsgeschieben . . .	1323 m
Achberg bei Unken, erratische Schiefergeschiebe (K. Peters) ⁴⁾ . . .	1248 m
Zwieselstauen b. Reichenhall, »erratischer Schutt« (Purtscheller) ⁵⁾ . . .	900 m
Untersberg, Nordseite, Vierkaseralp, Grauwackengeschiebe . . .	1050 m

D. Im Berchtesgadener Land.

Kleiner Watzmann, Nordostabfall, Ufermoränen . . .	1350 m
In der Umgebung des Dorfes Königssee Ufermoränen (Penck) ⁶⁾ . . .	1200—1800 m
Wimbachthal, Ausgang, Ufermoräne . . .	1350 m

E. Im Salzachthale.

Kratzspitz bei Golling, Nordostabfall, auf der Kratzalpe locale Moräne . . .	1250 m
Kratzspitz, auf der Kratzalpe erratische Blöcke (Bittner) ⁷⁾ . . .	1250 m
Zinken bei Hallein, Nordabfall, Moräne des Berchtesgadener Gletschers . . .	1130 m

¹⁾ Siehe auch Karte I.²⁾ »Einfluss des Bodens auf die Vertheilung der Gewächse.« Wien 1836, S. 71.³⁾ Zeitschrift des Deutsch. und Österr. Alpenver. 1880, S. 81.⁴⁾ Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien. 1854, S. 141.⁵⁾ In Fugger und Kastner, »Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.« Salzburg 1885, S. 27.⁶⁾ »Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen.« Leopoldina 1885.⁷⁾ Bei Fugger und Kastner, »Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.« Salzburg 1885, S. 31.

Tragberg bei Golling, Südseite, locale Ufermoräne	1124 m
Schlenken bei Hallein, Westseite, locale Ufermoräne	1108 m
Untersberg bei Salzburg, Ostabfall, beim Drachenloch erratischer Block	1100 m
Untersberg, Nordseite, Firmianmais, Chloritschieferblock (Fugger und Kastner) ¹⁾	940 m

F. Im Lammerthale.

Zwieselalpe bei Abtenau, Moräne	1410 m
Schwarzberg, auf der Lenggrieselpe »glaciale Schotter« (Fugger und Kastner) ²⁾	1200 m

G. Im Gebiete des östlichen Traungletschers.

Felblingberg am Fuschlse, Nordabfall, Moräne	856 m
Schober bei Fuschl, Westabfall, Moräne	886 m

III. In den Vorbergen der Flyschzone.

Teisenberg, Nordseite, bei Neukirchen Ufermoräne	800 m
Teisenberg, Ostseite, bei Anger Ufermoräne	920 m
Hausberggrücken, erratische alpine Geschiebe	800—830 m
Tannberg, Südabfall, Moräne	700 m
Buchberg, Südabfall, Moräne	767 m
Irsberg, Westabfall, erratische Geschiebe	690 m
St. Kolomannsberg, Südabfall, Ufermoräne des östlichen Traungletschers	804 m

Gestützt auf diese Beobachtungen vermögen wir, wenn auch nur annäherungsweise, die Oberflächenneigung der Gletscher in verschiedenen Theilen ihres Laufes, sowie deren Mächtigkeit anzugeben. Freilich dürfen wir bei Bestimmung der letzteren nicht die heutige Thalsohle als Gletschersohle auffassen, sondern müssen den Wirkungen der postglacialen Erosion und, wenn irgend möglich, auch denjenigen der postglacialen Accumulation Rechnung tragen.

Auf Tafel I sind die Gefällsverhältnisse an verschiedenen Punkten der Gletscheroberfläche zur Darstellung gebracht. Das Gefälle der Oberfläche ist in dem weiten Sammelbecken zwischen den Tauern und dem südlichsten Zuge der Kalkalpen ein äußerst geringes, und zwar scheint eine ganz kleine Oberflächenneigung der westlichen Eismassen gegen das Gebiet von Zell am See bestanden zu haben ($1 \frac{2}{100} = 1:840$), welche sich wohl dadurch erklären lässt, dass im Oberpinzgau der Abfluss über den 500 m über die Thalsohle sich erhebenden Pass Thurn bedeutend erschwert war und das Eis hier zurückgestaut wurde, hätten doch die Eismassen der Gletschersohle bei Mittersill, wenn sie wirklich durch die Lücke des Pass Thurn abgeflossen wären, eine Steigung von $14 \frac{3}{100}$ (1:7) zu überwinden gehabt. Das Gefälle der Oberfläche gegen Osten erscheint uns als eine Bestätigung der von uns bereits oben ausgesprochenen Vermuthung, dass über den Pass Thurn hinweg nur ein randliches Überfließen der Eismassen in einer Mächtigkeit von 500 m stattfand und dass die tieferen gleichfalls mindestens 500 m mächtigen Eismassen hingegen — die Sohle des alten Gletscherbettes liegt unter dem Niveau des heutigen in postglacialer Zeit erhöhten Thalboden — sich in der Richtung nach Zell am See zu bewegten

¹⁾ In Fugger und Kastner. »Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.« Salzburg 1885, S. 95.

²⁾ Ebenda S. 30.

und als ein Theil des Saalachgletschers durch die Hohlwege abfließen. Anders scheint, wie wir sahen, es im Gebiete des Lammerngletschers gewesen zu sein, der freilich beim Anstieg zum Sattel von St. Martin nur eine Boden-Neigung von 25‰ (1:40) zu überwinden und sich nur um 100 m zu erheben hatte und ziemlich ungestört in einer Stärke von 700 m in das Becken von Abtenau abfloß.

In die Augen fallend ist der bedeutende Unterschied in dem Höhenstand der Gletschermassen südlich und nördlich der Engen des Pass Thurn, der Hohlwege, des Pass Lueg und des Sattels von St. Martin. Während sie südlich derselben bis 1700 m und darüber anstiegen, treffen wir ihre Oberfläche nördlich derselben sehr viel tiefer in 1400, 1390, 1250 und 1410 m. Kaum ist das Eis in die engen Abflusscanäle eingetreten, so erkennen wir eine bedeutende Zunahme des Gefälles, das beim Chiemsee-Achengletscher auf 23‰ (1:44), beim Saalachgletscher auf 16‰ (1:64), beim Lammerngletscher auf 28‰ (1:36) und beim Salzachgletscher gar auf 37‰ (1:27) ansteigt, um jenseits der Engen in den Becken von St. Johann in Tirol, von Lofer, von Abtenau und von Golling-Hallein sofort wieder abzunehmen. Wenn wir zwischen Unken und Reichenhall am Saalachgletscher abermals eine Gefällszunahme beobachten, so erklärt sich dieselbe durch die abermalige Einschnürung des Saalachthales in seinem unteren Theile. Im Salzburger Becken bleibt das Gefälle von Golling bis Salzburg gleichmäßig gering und nimmt erst von hier an, wo die Eismassen die Hochebene betraten und sich fächerförmig auf dieselbe hinauslegten, als im Gebiete der stärksten Ablation nach allen Seiten des Fächers wieder zu, und zwar bezeichnenderweise gegen das Nordende desselben, also in der Richtung, in welcher im unteren Salzachthale die Eismassen sich bewegten, in der Richtung des größten Stosses, weit langsamer als gegen die Flügel des Fächers. Während das Gefälle des Eises vom Abtsdorfer See, der ungefähr im Centrum des Gletscherfächers liegt und über dem sich die Eismassen bis etwa 830 m Meereshöhe (gleich der Höhe der erraticen Geschiebegrenze am Haunsberg) erhoben, gegen Geretsberg im Nordosten den Betrag von 15‰ (1:67) erreichte, ergibt sich für den Abfall des Eises vom Abtsdorfer See gegen Asten, an der Salzach und an der Spitze des Gletscherfächers gelegen, nur ein Gefälle von 12‰ (1:81).

Zum Vergleiche seien hier die Gefällszahlen des Gornergletschers in der Monte-Rosagruppe angeführt, welche nach den Isohypsen des Blattes Nr. 556 des eidgenössischen topographischen Siegfried-Atlas in Maßstab 1:50000 berechnet wurden.

Firmmulde	zwischen	3576—3000 m	143‰	1 : 7
Firnabris (Thalenge)	>	8000—3670 m	200‰	1 : 5
Thalweitung	>	2670—2550 m	30‰	1 : 33
Thalenge	>	2550—2400 m	125‰	1 : 8
Ausgang derselben	>	2400—2200 m	333‰	1 : 3
Thalweitung	>	2200—2130 m	111‰	1 : 9
Thalenge und Gletscherende	>	2130—1840 m	333‰	1 : 3

Hier wie bei den Gletschern des Salzachgebietes erkennen wir überall in Thalweitungen eine Abnahme, in Thalengen eine Zunahme des Gefälles. Wenn die absolute Größe des Gefälles in beiden Fällen eine so außerordentlich verschiedene ist, dass das Minimalgefälle der Oberfläche des recenten Gletschers fast eben so groß ist, wie das Maximalgefälle der diluvialen, so erklärt sich das aus den so sehr verschiedenen Größenverhältnissen beider. Die charakteristische Thatsache, dass das Maximalgefälle der Oberfläche des Gorner Gletschers sich nicht in der Thalenge

selbst, sondern an deren Ausgang findet, würde sich ohne Zweifel auch an den alten Gletschern des Salzachgebietes zeigen, wenn nicht innerhalb der Engpässe alles erratische Material von den steilen Kalkwänden abgewaschen wäre und mithin hier an keiner Stelle die Bestimmung der erratischen Grenze gelang. Der Umstand, dass die von uns gefundenen Gefällsverhältnisse der diluvialen Gletscher des Salzachgebietes in ihrer Abhängigkeit vom Thalquerschnitt so trefflich mit denen der recensten übereinstimmen, wird uns eine Bestätigung dafür, dass die von uns bestimmten oberen Grenzen der Eisströme den wahren Grenzen sehr nahe liegen.

Die Mächtigkeit des Eises ist im Salzachgebiete theilweise eine ganz außerordentliche gewesen, wenn sie auch hinter derjenigen des Inn-gletschers¹⁾ etwas zurückblieb. Dieselbe überstieg bei Mittersill im Pinzgau und bei Bischofshofen 1000 m und dürfte auch bei Saalfelden nicht viel geringer gewesen sein. Gegen Norden zu nahm sie beim Salzachgletscher stetig ab und das gleiche war beim Saalachgletscher, beim Chiemsee-Achene-gletscher, dem Lammergeletscher, sowie den Gletschern der westlichen Traun und dem Admeter Gletscher der Fall. Die Mächtigkeit der Eismassen bei Salzburg vermögen wir nicht mit Sicherheit zu bestimmen, da die Sohle des Gletscherbettes unter mächtigen Schottermassen begraben liegt. Doch müssen wir schließen, dass sie von Salzburg an nach Norden weit rascher abnahm, als das Gefälle der Eisoberfläche zunahm, da die Unterlage des Gletschers, statt sich wie im Gebirge in gleichem Sinne mit der Eisoberfläche zu senken, im Alpenvorland in entgegengesetztem Sinne geneigt war wie das Eis (siehe Karte III).

Als Maß für die Abnahme der Mächtigkeit und des Auskeilens der Gletschermasse hat H. v. Schlagintweit den Begriff der spezifischen Neigung eingeführt. Unter der spezifischen Neigung eines Gletschers auf einer bestimmten Strecke seines Laufes versteht man den Winkel, welchen die Gletscheroberfläche und die Gletschersohle auf der betreffenden Strecke miteinander bilden. Die folgende Tabelle, welche nebeneinander die Neigung der Gletscheroberfläche und die spezifische Neigung des Gletschers enthält, gibt ein Bild des Auskeilens der Gletscherzunge, das freilich insofern der Wirklichkeit nicht ganz entspricht, als wir für die Mächtigkeit des Eises bei Salzburg nur einen Minimalwerth bestimmen konnten.

	Oberflächen- neigung	Spezifische Neigung	
zwischen Türk b. Reichenhall u. Sulzberg	16‰ 1:64	25‰ 1:40	Westflügel
» Abtsdorf und Brining . . .	14‰ 1:71	21‰ 1:47	} Mitte
» Abtsdorf und Asten . . .	12‰ 1:81	17‰ 1:58	
» Abtsdorf und Geretsberg . . .	15‰ 1:67	20‰ 1:49	
» Salzburg und Nieder-Trum . .	19‰ 1:53	28‰ 1:36	} Ostflügel
» Salzburg und Eisenwang . . .	24‰ 1:42	50‰ 1:20	

Klar tritt aus diesen Zahlen hervor, dass, wie der Abfall der Gletscher-oberfläche, so auch das Auskeilen der Gletscherzunge gegen die Flügel des Fächers rasch, gegen das Nordende hin langsamer erfolgt.

Es gelang uns durch die Feststellung der geographischen Verbreitung der Endmoränen, Ufermoränen und Grundmoränen die Dimensionen der alten eiszeitlichen Gletscher zu bestimmen. Eigenthümlichkeiten, welche die geographische Verbreitung der Moränen zeigt, geben uns auch die Möglichkeit an die Hand, auf die Höhenlage der eiszeitlichen Schneelinie Schlüsse zu ziehen.

¹⁾ Penck, »Vergletscherung« Tafel I.

Wir finden heutzutage Gletscher nur dort, wo mehr oder minder ausgedehnte Theile der Erdoberfläche in das Gebiet des ewigen Schnees emporragen. Hier genügt die jährlich gespendete Wärmemenge nicht, um die in fester Form gefallenen Niederschläge zu schmelzen, und es wird daher der Überfluss des Schnees der höheren Regionen den tieferen, welche Wärmeüberschuss besitzen, zur Schmelzung überliefert, indem der Schnee sich einerseits als Gletscher, andererseits als Lawine thalabwärts bewegt. Aus der Existenz eines Gletschers müssen wir daher schließen, dass nicht unbeträchtliche Theile seiner Umgebung über die Schneelinie emporreichen.¹⁾

In den Hohen Tauern bergen noch Kare, deren Wandungen nicht wesentlich über 2800 m emporsteigen, große perennierende Schneefelder und selbst kleine Gletscher wie den Gstöbglötscher im Gasteiner Thale. Wir schließen hieraus, dass die Schneegrenze am Nordabfall der Hohen Tauern nicht höher als 2800 m liegen kann. Andererseits gelang es nicht in einem Kar, dessen Umgebung nicht über 2700 m emporragt, große perennierende Schneefelder in freier Lage zu beobachten. Wir erhalten als unteren Grenzwert für die Höhe der Schneelinie 2700 m, demnach als wahrscheinliche Höhe der Schneegrenze 2750 m und glauben dahin die älteren Angaben von Sonklar und Schlagintweit, welche als Höhe der Schneelinie in den Tauern 2860 m angeben, berichtigen zu dürfen.²⁾

Die gleiche Methode ist auch zur Bestimmung der Höhenlage der Schneelinie während der Eiszeit mit Erfolg zuerst von Fr. Simony und in neuester Zeit von Partsch³⁾ und A. Penck⁴⁾ angewandt worden. Auch wir wollen uns derselben bedienen, um die Höhe der eiszeitlichen Schneelinie im Salzachgebiete zu ermitteln. Wir haben bereits die Localgletscher kennen gelernt, welche das Taußgebiet im Osten des unteren Salzachthales dem Salzachgletscher zusandte. Da diese Localgletscher so mächtig waren, dass sie den Hauptgletscher hinderten, in die Thäler des Taußgebietes einzudringen, so müssen wir annehmen, dass sich bedeutende Firnfelder hier fanden, und dass mithin bedeutende Massen des Gebirges über die Schneegrenze sich erhoben. Nun ist aber die absolute Erhebung jener Gebirgsteile eine sehr geringe; es ist die mittlere Höhe des Kammes, der das Hintergehänge des Taußbachthales bildet, in dem der Taußgletscher lag, nur 1556 m. Noch geringer ist die mittlere Kammhöhe im Gebiete des Gailauer Thales, welches gleichfalls einen großen Localgletscher trug; dieselbe beträgt nur 1466 m. Einen ganz selbständigen Gletscher lernten wir im Hinterseer Gletscher kennen, der sich zur Zeit seines Maximalstandes bis nördlich von Faistenau ausdehnte und demnach eine Größe besaß, welche etwa der des Pasterzenkees, des größten Gletschers der österreichischen Alpen, entspricht. Gleichwohl hat das Hintergehänge des Hinterseer Thales nur eine mittlere Kammhöhe von 1436 m. Es muss also naturgemäß die Schneegrenze sehr wesentlich tiefer als 1436 m gelegen haben, umso mehr als bei Berechnung dieser wie der vorhergehenden Zahlen nur die über

¹⁾ Nicht in Betracht kommen dürfen hiebei natürlich ganz locale Eisanhäufungen in Schluchten, in die selbst im Sommer kein Sonnenstrahl dringt.

²⁾ Dieses Resultat wurde in anderer Weise bestätigt; siehe Ed. Brückner: »Die Hohen Tauern und ihre Eisbedeckung.« Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereines, 1886.

³⁾ »Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den deutschen Mittelgebirgen.« 1882.

⁴⁾ Karte der Isochionen in den Verhandlungen des IV. Deutschen Geographentages zu München, Berlin, 1894.

1300 m emporragenden Theile des Kammes berücksichtigt wurden und mithin dieselben Maximalwerthe repräsentieren. Die mittlere Kammhöhe des Hintergehanges des Thales, in dem die Pasterze liegt, beträgt 3290 m. Auch bei Berechnung dieser Zahl wurden ausschließlich die höheren, über 2700 m sich erhebenden Kammpartien berücksichtigt. Nehmen wir nun, um mit Minimalwerthen zu rechnen, die mittlere Kammhöhe zu 3200 m und die Höhe der Schneelinie nicht, wie wir dieselbe gefunden, zu 2750 m, sondern zu 2800 m, so ergibt sich für die Überhöhung des Firnkammes über die Schneelinie der Betrag von 400 m. Die Pasterze senkt sich jedoch thalauwärts rascher, als es der Hinterseer Gletscher that, wie wir aus der Höhe der Endmoränen beider Gletscher erkennen. Das Ende des Hinterseer Gletschers lag bei Faistenau in über 700 m, d. h. etwa 700 m unter der mittleren Höhe des Firnkammes; bei der Pasterze liegt dasselbe hingegen 1200 m unter der letzteren. Da nun die Länge der Kämme, sowie diejenige des Gletschers und die von jenen eingenommenen Areale nahezu gleich groß sind, so muss die Firnbildung am Pasterzengletscher heute auf ausgedehnteren Flächen vor sich gehen als ihrer Zeit am Hinterseer Gletscher. Es dürfte also die mittlere Höhe der Firnkämme des Hinterseer Gletschers die Schneelinie um weniger als 400 m, etwa um 200–250 m überragt haben. Hieraus erhalten wir für die Höhe der diluvialen Schneelinie in der Umgebung Salzburgs 1200 m.

Den gleichen auffallend geringen Betrag ergibt eine andere Methode der Bestimmung. Eine wohl allgemein anerkannte Thatsache ist, dass die Seenregionen der gemäßigten Zonen, soweit dieselben nicht in abflusslosen Continentalgebieten liegen oder doch noch in der allerjüngsten geologischen Vergangenheit lagen, mit den einst von Gletschern bedeckten Gebieten zusammenfallen. Dieses Zusammenfallen ist ein so vollständiges, dass man die Seen in Ermangelung anderer Zeichen, wenn nicht als Beweis, so doch als einen Hinweis auf eine frühere Eisbedeckung ansehen darf und auch mehrfach angesehen hat.¹⁾ Die geographische Verbreitung der Seen und alten Gletscher deckt sich nicht nur in horizontaler, sondern auch in verticaler Richtung, und wenn wir an Berggehängen Seen beobachten, die nicht wohl durch locale Einbrüche analog den Dolinen des Karstes oder durch Bergstürze entstanden sein können, so dürfen wir muthmaßen, dass jene Gehänge einst vergletschert waren. Nun finden wir an der Ostgrenze unseres Gebietes mehrere kleine Seen, welche in Gehängemischen, in Gehängecirken, oder — um ein gutes deutsches Wort zu gebrauchen — in kleinen Karen liegen. Die drei tiefst gelegenen derselben sind die beiden Felblingseen am Nordgehänge des südlich des Fuschlsees sich erhebenden Felblingberges und der Eibensee am Hektor südlich des Mondsees. Die beiden ersteren befinden sich in 1070 m und 1050 m, der letztere in circa 950 m Höhe. Der westliche der beiden Felblingseen wird durch einen Trümmerwall aufgedämmt, der nicht sowohl einem Bergsturz als vielmehr einer Art Moräne entspricht. Da nun der Fuschlseearm des Traungletschers sich hier mit seiner Oberfläche nicht über 860 m Meereshöhe erhob, so kann diese Moränenbildung nur einem kleinen localen Gletscher oder Firnfeld zuzuschreiben sein. In gleicher Weise lässt sich die Existenz des östlichen Felblingsees sowie des Eibensees nicht auf den Hauptgletscher, sondern nur auf kleine locale Firnmassen zurückführen, welche an Ort und Stelle entstanden und endigten. Es dürften zwar kaum wirkliche Gletscher jene Seen erfüllt haben; ein

¹⁾ Partsch a. a. O.

Schneefeld, an dessen unterem Saume sich die über dasselbe hinwegstürzenden Trümmer zu einem kleinen Walle aufhäuften, erklärt die Entstehung des westlichen Felblingsees vollständig. Es wäre dieses eine Bildungsweise, wie sie von mir an mehreren Schneefeldern der Gehänge des Pasterzenkees und von Penck¹⁾ an der Eiscapelle bei Königssee beobachtet wurde und wie sie auch Patsch²⁾ für die große und die kleine Bärengrube in der Hohen Tatra anzunehmen geneigt ist. Allein ein solches perennierendes Schneefeld, wie es den See einst erfüllte, kann in so ganz freier Lage wie diejenige am Felblingberg nur dicht an der Grenze des ewigen Schnees existiert haben. Wir dürfen also mutmaßen, dass die jene Seen umgebenden Höhen in die Region des ewigen Schnees emporrateten oder doch dieselbe berührten, derart dass jene Schneefelder wenn nicht jeden, so doch zahlreiche Sommer überdauerten. Nun sind aber die Höhen im Bereiche jener Seen ganz außerordentlich gering. Die Wandungen des westlichen Felblingsees culminieren mit 1306 m, jene des östlichen mit noch nicht 1150 m und jene des Eibensees mit 1200 m. Wir erhalten hieraus für die Höhenlage der Schneegrenze etwa 1200 m, ein Betrag, der wohl nicht zufällig mit dem von uns aus der Mächtigkeit der Gletscher des Tauglgebietes gefundenen genau übereinstimmt.

Unser Ergebnis weicht wesentlich — um 2 bis 300 m — von demjenigen A. Böhm's³⁾ ab, der aus der Höhenlage der tiefsten Kare im Gebiete der Steyr und Enns auf eine Höhe der Schneelinie von 1400—1500 m schloss. Er ging hierbei von der Ansicht aus, die Penck, gestützt auf die geographische Verbreitung der Kare in den Pyrenäen, zuerst aussprach⁴⁾, dass die Kare die charakteristisch erweiterten Wurzelpunkte der Eisströme sind. Ohne Böhm's Ergebnis bestreiten zu wollen (vergl. unten), möchte ich an der von mir gefundenen Höhe der Schneegrenze festhalten, da Böhm's Zahlen, selbst wenn man von einer glacialen Entstehung jener kleinen Seen absehen wollte, doch mit der Größe und Mächtigkeit der Localgletscher des Tauglgebietes nicht in Einklang zu bringen sind.

Wenn wir die Höhe der Schneelinie am Nordrande unseres Gebietes zu etwa 1200 m bestimmt haben, so soll hiemit keineswegs gesagt sein, dass sie dieselbe Höhenlage im ganzen Einzugsgebiete des Salzachgletschers besaß. Auch heute liegt die Schneelinie in den Hohen Tauern in 2760 m Meereshöhe, hingegen am Nordrande der Alpen im Berchtesgadener Gebiete bedeutend tiefer, haben wir doch hier den nördlichsten Gletscher der Alpen, das Blauais, welches zwar häufig bei der Aufzählung der Gletscher der Alpen übergangen wird, jedoch alle Eigenschaften eines regelrechten Gletschers besitzt: Structur, Bewegung, Obermoränen und Grundmoränen mit gekritzten Geschieben. Gleichwohl ragt der höchste Gipfel der Wände seines Kares nur bis 2608 m empor. Dieses Ansteigen der Schneelinie gegen das Innere des Gebirges entspricht sowohl der Abnahme der Niederschläge in jener Richtung, welche ja in den Hochgebirgsregionen vorwiegend in fester Form fallen, als auch dem Ansteigen der Isothermenflächen, das durch die größere Massigkeit der Erhebung im Innern des Gebirges veranlasst ist. Wir dürfen mutmaßen, dass aus denselben Gründen auch in der Eiszeit die Schneelinie

¹⁾ In Penck u. Richter, »Das Land Berchtesgaden.« Zeitschr. des Deutsch. u. Österr. Alpenvereines. 1885, S. 50 des Sonderabdruckes.

²⁾ »Gletscher der Vorzeit in den Karpathen u. d. deutschen Mittelgebirgen.« 1885.

³⁾ Die alten Gletscher der Enns und Steyr. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1885, S. 529.

⁴⁾ »Die Eiszeit in den Pyrenäen.« Separatabdruck aus den Mittheilungen des Vereines für Erdkunde zu Leipzig. 1883, S. 64.

in den Tauern wesentlich höher lag als am Nordrande der Alpen. Fanden wir sie hier in ungefähr 1200 m Höhe, so mag sie dort vielleicht in der von A. Böhm im centralen Theile des Ennsgebietes ermittelten Höhe von 1400—1500 m gelegen haben. Allein Genaueres hierüber auszusagen vermögen wir nicht, da alle Berge von 1400—1500 m Höhe, welche allein uns in unserem Gebiete zu einer sicheren Bestimmung verhelfen könnten, südlich der Kalkalpen unter dem Eise der Hauptgletscher begraben lagen, mithin nicht Localgletscher erzeugen konnten.

Nachdem wir einerseits das Niveau, welches die Oberfläche der Eismassen während des Maximalstandes der Vergletscherung in den verschiedenen Thälern einnahm, kennen gelernt und auch die Höhe der Schneegrenze am Nordrande der Alpen bestimmt haben, vermögen wir die Lage der Schnittcurve der Eisoberfläche und der unteren Grenzfläche der Region des ewigen Schnees zu finden und die Dimensionen der eigentlichen schneefreien (apern) Gletscherzunge aus blankem Eise und des Firngebietes anzugeben. Die Schneelinie lag auf dem Salzachgletscher zwischen Hallein und Golling, auf dem Saalachgletscher in der Thalegne zwischen Jettenberg und Reichenhall und auf dem Chiemsee-Achene-gletscher in der Gegend von Kössen. Der Berchtesgadener Gletscher war fast ganz unter Firm und Schnee begraben, und nur der unterste Theil seiner Abflüsse war im Sommer schneefrei. Es betrug die Länge der schneefreien Zunge des Salzachgletschers 60 km, also die Hälfte der gesammten Erstreckung der Eismassen vom Tauernkamme bis zum Nordende der äußersten Endmoräne. Im ganzen Gebiete südlich der Schnittcurve zwischen der Gletscheroberfläche und der unteren Grenze des ewigen Schnees überwog der jährliche Schneefall über die jährliche Abschmelzung und wir müssen dasselbe demnach als Nährgebiet des Salzachgletschers auffassen.

Die Dimensionen des Salzachgletschers wollen wir durch folgende Ziffern illustriren:

Gesamtareal	7510 qkm
Areal des Sammelgebietes	5620 qkm
Areal der Gletscherzunge	1890 qkm
Verhältnis des Nährgebietes zur Ablationsfläche	1:9
Länge der Gletscherzunge	60 km
Höhe des Gletscherendes über dem Meere	500 m
Tiefe des Gletscherendes unter der Schneelinie	700 m

Bei der Ausmessung der Areale wurden die Abzweigungen des Salzachgletschers, die beiden Gletscher der westlichen Traun und der Adnet-Ebenauer Gletscherarm, berücksichtigt, und das Areal des Chiemsee-Achene-gletschers östlich der Chiemsee-Achen und der Alz gleichfalls als Theil des Salzachgletschers betrachtet.

Wie wir heute im Firngebiete der Gletscher unter dem Firm in einer gewissen Tiefe das bereits fertig ausgebildete Gletscheris antreffen, so lag auch zur Eiszeit auf den über die Schneelinie emporragenden Eismassen eine mehr oder weniger mächtige Firmmasse. Dadurch, dass die Eismassen die Thäler bis hoch über die Schneegrenze hinaus erfüllten, wurde ihre Oberfläche selbst ein geeigneter Bildungsort für den Firm. Wären etwa nur die über die Schneelinie emporragenden Kämme festen Gesteins im Stande Firm zu bilden, die über der Schneegrenze liegenden Eisflächen der aus jenem Firm gespeisten Gletscher selbst jedoch aus irgend einem Grunde zur Firmbildung ungeeignet, so würde die diluviale Vergletscherung so gewaltige Dimensionen nicht haben annehmen können. Allein die in Folge eines geringen Herabsteigens der Schneelinie beim

Beginne der Vergletscherung anwachsenden Gletscher stiegen in die Thäler herab und erhöhten deren Sohle und vergrößerten das über die Schneelinie emporragende Gebiet — ihr eigenes Nährgebiet — und diese Vergrößerung des Nährgebietes musste rückwirkend wiederum die Gletscher mehr anschwellen machen. So lag in dem Anwachsen der Gletscher selbst ein Moment zu weiterem Anwachsen.¹⁾ Dem Umstande, dass die Gletscher die Thalsohle so wesentlich erhöhten und sie in das Bereich des ewigen Schnees emporhoben, ist es zu danken, dass im Salzachgebiete das gesammte gebirgige Areal — einen schmalen Saum im Norden ausgenommen — als Nährgebiet fungierte.

Wenn wir nun in jenen Thälern der Alpen, in denen das Eis selbst in die Schneeregion hineinragte, über dem Eise noch eine Lage Firn uns zu denken haben, so fragt es sich, ob jene erraticen Grenzen, die wir in den Hauptthälern zu bestimmen suchten, uns die obere Grenze der gesammten Thalausfüllung mit Eis und Firn geben oder vielleicht nur die obere Grenze des eigentlichen Gletschereises darstellen. A. Favre zeichnet in seiner Karte der Schweizer diluvialen Gletscher²⁾ die Thäler mit dem Farbton des Gletschereises (glacier), soweit erratiche Vorkommnisse und Moränen an den Gehängen emporreichen, die höher gelegenen Theile der Thalwänden hingegen mit der Farbe des Firns (névé). Er betrachtet also die erratiche Grenze als obere Grenze des eigentlichen Gletschereises. Allein gegen diese Auffassung lassen sich doch einige gewichtige Einwände erheben. Es lässt sich die Grenze zwischen Firn und Gletschereis nicht scharf ziehen, es findet vielmehr ein Übergang zwischen beiden statt, da letzteres aus ersterem entsteht. Ferner bewegt sich das Gletschereis unter dem Firne und mithin wird auch der auf denselben lagernde Firn, selbst wenn man ihm die Fähigkeit eigener Bewegung gänzlich absprechen wollte, abwärts getragen. Da nun im Firn eingelagert Gesteinsfragmente vorkommen, so erscheint die Verfrachtung von erraticem Material durch den Firn auf dem Gletschereis sehr wohl möglich. Auch im Firngebiete findet Abschmelzung statt, wenn auch der Betrag derselben hinter demjenigen der Schneezufuhr zurückbleibt; daher ist es denkbar, dass auch hier mehrfach Gesteinsstücke, die im Winter fielen, im Sommer herauschmelzen und am Ufer liegen bleiben. Wenn dieselben auch im folgenden Winter unter Schnee und neugebildetem Firn vergraben werden, so können sie doch sehr wohl im Laufe des zweiten Sommers wieder ausapern. Dass in der That ein solches Ausapern stattfinden kann, geht schon daraus hervor, dass im unteren Theile des Firngebietes die Lage, welche die obere Grenze des Firnschnees an den steilen Gehängen gegen Ende des Sommers einnimmt, zwar in verschiedenen Jahren sehr schwankt, jedoch gewisse Grenzen nicht überschreitet. Da mithin auch im unteren Theile des Firngebietes von einer oberen Grenze des Firns gesprochen werden kann, da ferner dieser Firn auf dem Gletschereis ruhend abwärts rückt und Gesteinstrümmer transportiert, so scheint mir selbst eine Ufermoränenbildung oberhalb der eigentlichen Schneelinie gar wohl denkbar. Derartige noch in der Firnregion gebildete Ufermoränen dürften uns in den Ufermoränen des Pass Thurn vorliegen. Diese Erwägungen lassen es wahrscheinlich erscheinen, dass wir in den gefundenen erraticen Grenzen die oberen Grenzen von Eis und Firn zu erkennen haben.

¹⁾ Penck in Leopoldina, 1885, S. 109.

²⁾ »Carte du phénomène erratic et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc.« Genf, 1884.

FÜNFTES CAPITEL.

Der Niederterrassenschotter.

Glacialschotter der recenten Gletscher. Der Niederterrassenschotter und seine Verbreitung. Abhängigkeit derselben von der Grenze der Endmoränen. Seine Zusammensetzung: erratische und gekritzte Geschiebe. Sein Auftreten im Hangenden und Liegenden der Endmoränen. Der Niederterrassenschotter als Glacialschotter.

Am Gletscherende schüttet der Gletscher seine Moränen auf; indem er abschmilzt, wird eine große Wassermenge frei, welche dem Gletscher als Gletscherbach an einer oder an mehreren Stellen, nicht selten durch ein Gletscherthor, entströmt. Diese Bäche bemächtigen sich des vom Gletscher herbeigeschleppten Gesteinsmateriales und führen dasselbe als Gerölle, Sand und Schlamm fort. Ist das Thal, in dem das Gletscherende liegt, steil oder endigt der Gletscher als Hängegletscher hoch oben am Gehänge, so wohnt entsprechend dem großen Gefälle dem Gletscherbach eine große transportierende Kraft inne. Er führt einen guten Theil des Moränenmateriales weg und nur die größten Blöcke lässt er liegen; erst tiefer im Thal, wenn sein Gefälle sich vermindert, lagert er seine Gerölle wieder ab, zuerst die großen, dann die kleinen und den Sand und ganz zuletzt den Schlamm, welcher meist noch in weiter Ferne bezeugt, dass das Wasser, das er trübt, der Gletscherregion entstammt. Endigt der Gletscher in einem weiten Thalboden mit kleinem Gefälle, dann schleicht sein Gletscherbach, in zahlreiche kleine Arme getheilt, träge dahin; er wäscht zwar Theile der Moränen, entführt ihnen den Schlamm und den Sand; doch die Gerölle vermag er nicht weit fortzuschleppen; er breitet sie auf der weiten Thalsohle nach Art eines flachen Schuttkegels aus und lässt sie dort liegen; es bildet sich am Gletscherende eine weite Schotterfläche, welche thalabwärts schwach fällt. Solche fast horizontale Schotterflächen sind an recenten Gletschern häufig zu beobachten. In besonders großartiger Entfaltung sind dieselben von Helland¹⁾ und in neuester Zeit auch von Keilhak²⁾ aus Island beschrieben worden, wie zuvor von Torell³⁾ und Svenonius⁴⁾ erwähnt ihrer an den Enden der skandinavischen Gletscher. Der Karlinger Gletscher in den Hohen Tauern, der Rothunoos-

¹⁾ »Om Islands Jökler« u. s. w. Archiv für Mathem. og Naturvid. 1882, S. 200 ff.

²⁾ »Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen.« Jahrb. d. kgl. preuß. geolog. Landesanstalt für 1883. Berlin 1884. S. 159, mit einer äußerst lehrreichen photographischen Abbildung der isländischen Gletscherstromablagerungen.

³⁾ »Undersökningar öfver istiden.« Öfvers. af k. Vetensk. Akad. Förh. 1872. Nr. 10. S. 63 f.

⁴⁾ »Studier vid svenska jökler.« Geol. Fören. Förh. Bd. VII, Nr. 85.

ferner in der Ötztal-Gruppe und das Schwarzensteinkees im Zillertal mögen als charakteristische Beispiele aus den Ostalpen erwähnt werden. Bei Gletschern, die nicht in einem flachen weiten Thale endigen, verlegt sich die Schotterfläche vom Ende weg in die nächste Thalweitung. Am Ende des Stampfkees, eines Hängegletschers des Olperer im Zillertal, stehend, erblickt man am Fuß des steilen Gehänges 400—500 m unter sich eine kleine Schotterfläche, das Ablagerungsgebiet des dem Stampfkees entspringenden Gletscherbaches, der dort inmitten seiner Ablagerungen langsam und sich mehrfach gabelnd dahinfließt, während er eben noch über die blankgeschliffenen und über und über geschrämmten steilen Felsplatten des alten Gletscherbettes pfeilschnell dahinschoss. In diesen Schottern, mögen sie nun dicht am Gletscherende oder tiefer unten im Thale abgelagert sein, haben wir ein Äquivalent der Moränen vor uns; sie bestehen aus Moränenmaterial, das vom Gletscherbach weiter transportiert und umgelagert worden ist. Ihre Zusammensetzung entspricht daher petrographisch genau der Zusammensetzung der Moränen, und hier und da findet sich wohl auch ein gekritztes Geschiebe, wenn die Ablagerung nicht allzuweit vom Gletscherende sich befindet. Je kürzer der Transport war, den die Geschiebe durch fließendes Wasser erlitten, desto größer sind die Anklänge der entstandenen Schotter an die ursprünglichen Moränen. Die äußere Form der Ablagerung entscheidet, ob ein Transport durch Wasser stattgefunden hat oder nicht; die Moränen erheben sich in Wällen oder Hügeln; die Schotter bilden immer mehr oder weniger horizontale Flächen. Es mischen sich Eis- und Wasserwirkung am Gletscherende im verschiedensten Verhältnis; in die Moränen schalten sich geschichtete Partien ein, andererseits bemerkt man in wohlgeschichteten Schottern oft geschrämmte und eckige Stücke aus der Grundmoräne und der Oberflächenmoräne neben echtem Flussgeröll.

Das Alpenvorland, auf welchem der Salzachgletscher endigte, fällt nur schwach nach Norden; das Gefälle der diluvialen Gletscherbäche konnte nur ein geringes sein. Dennoch müssen wir auf dem Alpenvorlande ausgedehnte Schotterflächen wahrzunehmen erwarten, welche mit den Moränen in einen Connex treten, wie er oben von den recenten Glacialschottern geschildert wurde.

In der That lagern hier ausgedehnte Schotteranhäufungen, welche bald die Sohle der Thäler des Alpenvorlandes bedecken, bald Terrassen in denselben bilden. Weil sie im bayerischen Alpenvorland mit Vorliebe als niedrige Terrassen an den Flüssen auftreten, hat Penck sie Niederterrassenschotter genannt.¹⁾

An der Weißen und Rothen Traun stellen sich unterhalb Miesenbach und Schwarzberg Niederterrassen ein; sie besitzen bei Aiging eine Höhe von 20 m über dem Flusse, senken sich jedoch nach Norden zu rascher als das Niveau des Flusses, sodass sie sich bereits bei Stein nächst Altenmarkt nur mehr 8 m über den Fluss erheben. Bei Altenmarkt vereinigen sie sich mit den Niederterrassen der Alz, und jetzt nimmt ihre relative Höhe wieder zu, so dass sie bei Dacherting 14 m, bei Untergarching 24 m und bei (bayerisch) Schützing 27 m beträgt. Die Niederterrassen der Alz verlaufen hier in die Niederterrassen des Innthales. (Vgl. Karte I und II.)

In diese Terrasse, die einen alten Boden des Traun-, beziehungsweise Alzthales darstellt, in welchen Traun und Alz in neuerer Zeit sich ein Bett von verschiedener Tiefe gegraben haben, münden von rechts

¹⁾ »Mensch und Eiszeit.« Archiv für Anthropologie 1884. Bd. XV., Heft 3, S. 10 des Separatdruckes.

her mehrere Thäler, die gegenwärtig kein Wasser führen — sogenannte Trockenthäler — und deren Boden aus demselben Schottermaterial besteht, das die Terrassen an der Alz zusammensetzt. Das erste Trockenthal, welches oberhalb Wald in das Alzthal mündet, das Brunenthal, lässt sich bis Palling zurückverfolgen, wo es die Grenze der Endmoränen bertührt. Während unterhalb Palling seine Breite nicht allzu beträchtlich ist, erweitert es sich bei Palling zu einem weiten Becken, dessen Boden von einer fast horizontalen Schotterfläche gebildet wird. Wie das Brunenthal, so hat auch das Halsbachtal, das bei Burgkirchen sich mit dem Alzthal vereinigt, und dessen unterer Theil von einem nur periodisch fließenden Bach eingenommen wird, seinen Ursprung an der Grenze der Moränen bei Freitsmoos und auch der Boden dieses Thales besteht aus Geröllmassen.

Die Niederterrassen des Innthales, in denen die Niederterrassen der Alz aufgegangen sind, erheben sich bei Neu-Ötting 41 m hoch über den Fluss. Unterhalb der Alzmündung laufen noch zahlreiche kleine Thäler in die Niederterrasse des Innthales aus. Es vereinigt bei Mehring ein kurzes von Pirach kommendes Trockenthälchen seine Sohle mit der Oberfläche der Niederterrasse. Dasselbe entspringt nicht an den Endmoränen. Auch im Salzachthale zieht eine Terrasse zum Inn und vereinigt sich bei Burghausen mit der Niederterrasse der letzteren. Doch ist dieselbe durch das tiefe cañonartige Thal der Salzach stark zerstückelt und nicht leicht zu reconstituieren. Ein Theil desselben hat sich am linken Ufer bei Nunreut und ebenso am rechten nördlich von den Höhen des Weillhardtforstes, welche aus Moränen bestehen, gegenüber Reitenhaslach erhalten und zieht sich bis südlich von Ach fort. Eine mehrere Kilometer breite Schotterfläche drängt sich zwischen höher gelegene Theile des Terrains bis südlich von Hochburg ein und scheint hier mit der Schotterfläche von Raitenhaslach sich zu berühren. Da diese Schotterfläche ein eigenes von dem Gefälle der Innterrasse unabhängiges Gefälle besitzt, so ist sie als der Boden eines kurzen breiten Thales zu betrachten, das sich von den Moränen rasch zum Niveau der Innterrasse herabsenkt. Es verzweigt sich in mehrere kleine Thälchen; drei derselben ziehen sich an der Grenze der Moränen entlang, drei aber entspringen bereits in der Moränenzone am Fuße des zweiten Moränenwalles und durchbrechen den äußersten Endmoränenwall.

Bei Braunau ergießen sich die Mattig und der Engelbach in den Inn. Beide fließen in Thälern, welche im Verhältnis zu der Wassermenge, der sie als Abzugsrinal dienen, sehr weit erscheinen. Das Thal des Engelbaches ist eine Fortsetzung des Oichtener Thales. Während jedoch das letztere nach Süden zur Salzach entwässert wird, fließen die Wasser des Engelbaches direct nach Norden zum Inn ab; die Wasserscheide liegt auf der Grenze der Endmoränen bei Gietzing. Hier stellt sich im Engelbachtal eine Niederterrasse ein, welche den Tertiärboden des Trockenthales um volle 28 m überragt; eine solche Terrasse fehlt gänzlich im Oichtener Thale. Im Engelbachtale zieht sie mit abnehmender relativer Höhe nach Norden, ist 3 km nördlich von Gietzing nur mehr 17 m hoch und hat sich bei Wagenham bereits ganz in den Thalboden verflacht. Nördlich von Neukirchen geht der Thalboden des Engelbachtales in die Oberfläche der Innterrasse über, in welche bei Ranshofen der Engelbach, sich rasch zum Inn herabsenkend, einschneidet. Bei (österreichisch) Schützing vereinigt sich mit dem Engelbachtal ein kleines Seitenthal, das sich aus zwei Armen zusammensetzt, welche bei Landerting und bei Wiesing ihren Ursprung haben. Der Boden dieser Thäler, welche ihr Ende nicht bis an die Moränengrenze verlegen, ist mit Lehm bedeckt, der von den Thalgehängen stammt. Ein Wasser-

lauf fehlt; obwohl das alte Bett eines solchen im Thale deutlich zu sehen ist, so wird dasselbe heute doch nur von langgestreckten Tümpeln eingenommen, welche, durch niedrige Wasserscheiden von einander getrennt, in regenreichen Monaten sich zu einem kleinen, trüg dahinfließenden Wässerchen vereinigen mögen. Ein zweites Thal schließt sich dem Engelbachthal gleich unterhalb Schützing an. Auch dieses Thal setzt sich aus zwei kleinen Thälern zusammen, die sich bei St. Georgen vereinigen. Diese Thäler greifen beide bis in die Moränenzone hinein, wo sie am Nordfuß des zweiten Endmoränenwalles entspringen. Der Boden dieser Thäler welche den äußersten, gerade hier sehr niedrigen Moränenwall durchbrechen und heute nur streckenweise von rinnendem Wasser durchflossen werden, das hier versiegt und weiter thalabwärts wieder zum Vorschein kommt, wird von Niederterrassenschotter eingenommen.

Das weite Thal, dessen unterer Theil von der Mattig durchströmt wird, und welchem, die Bahn von Salzburg nach Braunau folgt, entsteht aus zwei Thälern, deren eines, vom Mühlbach durchflossen, nördlich des Irrsees entspringt, während das andere bei Pfongau seinen Anfang nimmt und vom Bahnhof Neunmarkt, sowie von Enharting zwei Seitenthäler empfängt. Der Mühlbach und der Pfongauer Bach, welche die oberen Theile beider Thäler bewässern, versickern bald in dem Schotter, der den Boden der Thäler bedeckt und beim Bahnhof Steindorf, sowie bei Wimpasing kleine Niederterrassen bildet. Während das Pfongauer Thal an der Nordgrenze der Endmoränen seinen Anfang nimmt, liegt der obere Theil des Mühlbachthales schon mitten in der Moränenzone: es entspringt derselbe am zweiten Moränenwall und durchbricht den äußersten. Bei Mattighofen stößt zu diesem Thale das Thal der Mattig, das, bei Lochen nur durch einen niedrigen Höhenzug von seinem östlichen Nachbar getrennt, an den Endmoränen, welche das Nordende der Mattseer Seengruppe umgeben, beginnt und von Siegertshaus her einen Seitenarm empfängt. In dem Schotter, welcher den Boden auch dieser Thäler zusammensetzt, hat die Mattig, der Abfluss des Trumer Sees, einen 9 m tiefen Canal gegraben und derart aus der Schotterfläche Terrassen geschnitten. Diese Terrassen begleiten die Mattig, haben sich jedoch schon bei Mattighofen verloren. Von hier an bedeckt der Schotter die ganze breite Thalsohle und vereinigt sich südlich von Braunau mit dem Niederterrassenschotter des Inn.

Es bekundet der Niederterrassenschotter in seiner Verbreitung (siehe Karte I und II) eine gewisse Abhängigkeit von den Moränen; er findet sich nur in Thälern, die an den Endmoränen entspringen, und drängt sich in denselben bis an den äußersten Moränenwall heran. In einigen Fällen lässt er sich selbst bis in die Moränenzone hinein und bis an den Fuß eines inneren, jüngeren Moränenwalles verfolgen. Er fehlt dagegen in dem Trockenthal von Landerting-Wiesing-Schützing, das seinem Niveau nach derselben Periode der Flussläufe angehört wie der Niederterrassenschotter, jedoch nicht an den Endmoränen seinen Anfang nimmt. Der Boden dieses Trockenthales wird von Lehmassen bedeckt, welche als zeitliche Äquivalente des Niederterrassenschotters zu betrachten sind, dessen Niveau sie einnehmen. Das gleiche gilt vom Trockenthal bei Mehring sowie den anderen nicht an den Moränen entspringenden Thälern desselben Niveaus. Während der Aufschüttung des Niederterrassenschotters im Hauptthal wurde hier von den Gehängen Lehm oder Tertiärkies herabgewaschen und auf der Sohle des Thales wieder abgelagert. Diese Bildungen wurden, soweit sie größere Ausdehnung besitzen, auf der Karte I und II naturgemäß mit der Farbe des Niederterrassenschotters bezeichnet.

Der Niederterrassenschotter sowie seine Äquivalente in den Nebenthälern wurden von einem Flusssystem, das dem heutigen nicht mehr ganz entspricht, während ein und derselben Periode der Thalaufschüttung in präexistierenden Thälern abgelagert. Später schnitten größere Ströme, wie Traun, Alz, Salzach und Inn ihr Bett in den Niederterrassenschotter ein, und es bilden hier die unverletzt stehen gebliebenen Theile des Schotters jene Terrassen, welche ihm den Namen eingebracht haben. Nicht immer fallen diese Terrassen in einer Stufe ab, öfters in zwei oder drei Stufen, welche als kleine Terrassen der Niederterrasse vorgelagert erscheinen. Trotz ihrer orographischen Selbständigkeit sind diese kleinen Terrassen doch nur als Theile der Niederterrassen zu betrachten, die dadurch entstanden, dass der Fluss beim Beginne der Erosion sein Bett breiter anlegte, als er es später vollendete. Die horizontale Oberfläche dieser Terrassen entstand nicht durch Aufschüttung, sondern durch Erosion. Solche Erosionsterassen finden sich bei Hohenwart an der Alz, bei Markt und am ganzen Innlaufl entlang.

In Thälern, deren Wassermasse nur klein ist, bedeckt dagegen der Niederterrassenschotter noch heute die Thalsole. Diese Thäler erscheinen, wenn sie überhaupt von Wasseradern durchflossen werden, unverhältnismäßig breit im Vergleich mit ihrer heutigen Wassermenge. Häufig jedoch besitzen sie überhaupt kein oberflächlich fließendes Gewässer, da in dem lockeren Schottergrund das Wasser rasch versickert: sie sind sogenannte Trockenthäler.

Die enge Beziehung zu den Moränen offenbart sich noch weit deutlicher in der Zusammensetzung des Niederterrassenschotters. Er besteht nicht nur im Großen und Ganzen aus demselben Materiale wie die Moränen, aus Geröllen der Centralalpen und der Kalkalpen, ein Verhältnis, das noch heute für die Alluvionen der Salzach gilt, sondern zeigt auch im Einzelnen eine absolute Identität seines Materiales mit demjenigen der Endmoränen. Es herrschen in den Thälern, welche an den Flanken des Moränenfächers ihren Anfang nehmen, im Niederterrassenschotter die Kalkgerölle über die Urgebirgsgerölle vor, während die Thäler, welche an der Mitte des Fächers entspringen, einen an Geröllen aus den Centralalpen sehr reichen Schotter besitzen. Nachfolgende Zahlen werden die Verhältnisse am klarsten darlegen. Als Abgrenzungen für die einzelnen Theile des Fächers wurden dieselben Linien benützt wie oben bei der Darlegung der Geschiebevertheilung in den Moränen. Sämmtliche Zählungen wurden an Punkten in der Nähe der Moränenzone vorgenommen.

	Geschiebevertheilung	
	im Niederterrassenschotter	in den Endmoränen
im westlichen Theil des Fächers	14% Urgebirgsgerölle	17% Urgebirgsgerölle
im mittleren > > >	32% >	30% >
im östlichen > > >	8% >	11% >

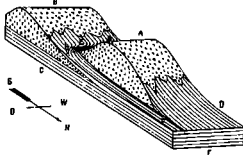
Die Übereinstimmung zwischen dem Schotter- und Moränenmaterial, wie sie aus obigen Zahlen hervorgeht, ist zu vollständig, als dass sie einem Zufall zugeschrieben werden könnte. Es führt der Niederterrassenschotter auch dort Urgebirgsgerölle, wo durch die heutigen hydrographischen Verhältnisse deren Vorkommen nicht erklärt werden kann: so an der Mattig und an der Traun. Es erscheinen hier die Gerölle der Centralalpen als erratic. Der Niederterrassenschotter enthält in der Nähe der Endmoränen häufig gekritzte Geschiebe und ist hier nicht selten sogar etwas schlammig, wie sich u. A. bei Hoibgassen nordöstlich von Geretsberg, bei Gundershausen und bei Altheim nächst Feldkirchen beobachten lässt. Die Sonderung des Materiales nach der Größe ist hier oft sehr unvollkommen, und die Gerölle sind noch wenig gerundet, wie bei Wimpasing nächst Straßwalchen, trotzdem die Ablagerung Schichtung und äußere Form echter Schotter besitzt.

Je weiter man sich von den Moränen entfernt, umso mehr nimmt die Rundung der Geschiebe zu und der Schlammgehalt schwindet rasch; gleichzeitig verwischen sich die Schrammen der gekritzten Geschiebe und der Schotter nimmt allmählig den echt fluvialen Charakter an. Die Schotterströme der verschiedensten Herkunft mischen sich; es verschwindet so der für die Moränen und für den Niederterrassenschotter in der Nähe der Moränen charakteristische Wechsel des Verhältnisses von Urgebirgs- und Kalkgeschieben und macht am Inn einem constanten Verhältnis Platz. Aus allem ergibt sich, dass der Niederterrassenschotter aus dem Material der Moränen besteht, dass er durch fließendes Wasser gewaschene und umgelagerte Moräne ist.

Wir haben oben erkannt, dass an mehreren Stellen der Niederterrassenschotter, bis in die Moränenzone hineingreifend, an einem inneren Moränenwall beginnt und den äußersten Wall durchbricht. Die betreffenden Partien des Schotters sind also jünger als der äußerste Wall. Die Mattig durchbricht den äußersten Moränenwall in einem tiefen Thale, welches gleich oberhalb Jeging treffliche Aufschlüsse gewährt. Jeging selbst steht auf einer Niederterrasse, welche sich bis an den Durchbruch der Mattig zurückverfolgen lässt. Sie besteht hier wie überall aus Niederterrassenschotter, der zum Theil zu einer Nagelfuh verkittet ist und in der Nähe bei Siegertshafts gekritzte Geschiebe führt. Am Durchbruch der Mattig nun setzt der Schotter nicht etwa plötzlich an der äußersten Moräne ab, sondern zieht sich in seinen unteren Partien unter die äußerste Endmoräne fort. So werden seine unteren Partien von der Endmoräne überlagert, während seine oberen Theile an der Endmoräne entspringen. Es ist also ein Theil desselben älter, ein anderer Theil jünger als die Endmoränen. In gleicher Weise zieht sich Niederterrassenschotter im Salzachdurchbruch von Nurreut unter die Moränen, an denen seine oberen Schichten entspringen.

Bestehend abgebildetes Relief ist geeignet, die Verhältnisse zu erläutern. *A* ist der äußerste (nördlichste), *B* der zweite Moränenwall, *C* der Niederterrassenschotter im Liegenden der Endmoränen, *D* der Niederterrassenschotter, welcher an dem äußersten Walle *A*, ferner *E* solcher, der am zweiten Walle *B* entspringt. Der letztere sammelt sich zwischen den beiden Moränenwällen bei *ab* und fließt durch den Erosionscanal *bc*, welcher die äußerste Endmoräne *A* durchbricht, ab. *F* ist der gesammte Complex des Niederterrassenschotters, zusammengesetzt aus *C*, *D* und *E*, wie er sich als einheitliche Ablagerung außerhalb der Moränenzone darstellt. Wir können darnach das stratigraphische Verhältnis des Niederterrassenschotters zu den Endmoränen dahin zusammenfassen, dass seine ältesten Schichten älter sind als die äußerste Endmoräne, welche auf ihnen lagert, seine jüngsten Schichten jünger als die äußerste Endmoräne, da sie, an den inneren Wällen entspringend, den äußersten Wall discordant durchbrechen. Es fällt also die Bildung des Niederterrassenschotters genau in die Zeit der Gletscherbedeckung. Da er, wie wir oben sahen, aus dem

Fig. 3.



Lagerungsverhältnisse der Endmoränen und des Niederterrassenschotters.

A, B Moräne; C, D, E, F Schotter.

Materiale der Endmoränen gebildet wird, so muss er von den Gletscherbächen abgelagert worden sein, welche dem Gletscher an verschiedenen Stellen entströmten; er ist ein Glacialschotter. Weil derselbe theils im Liegenden, theils im Hangenden der Endmoränen auftritt, hat Penck ihn getrennt als unterer und oberer Glacialschotter bezeichnet, sodass der erstere während des Vormarsches der Gletscher, der letztere während des Rückzuges sich bildete.¹⁾ Da jedoch außerhalb der Moränen untere und obere Glacialschotter nicht zu trennen sind, da ferner der obere Glacialschotter nur eine geringe Verbreitung besitzt, so möchte ich lieber die neuerdings von Penck²⁾ vorgeschlagene Bezeichnung Niederterrassenschotter für den ganzen Complex der Glacialschotter gebrauchen, welche den Endmoränen entsprechen.

¹⁾ »Vergletscherung.« S. 171.

²⁾ »Mensch und Eiszeit.« Archiv für Anthropologie, 1884, Bd. XV, Heft 3, S. 10 des Separatabdruckes.

SECHSTES CAPITEL.

Die äußere Moränenzone.

Die Nordgrenze der äußeren Moränen. Orographischer Gegensatz zwischen den Moränen der äußeren und inneren Zone. Zusammensetzung der äußeren Moränen. Häufige Verfestigung derselben. Lösslehmbedeckung. Lössconchylien. Fehlen des Lösses in der inneren Moränenzone. Der »Löss« von Lipold, Blaas, Fugger und Kastner kein Löss. Interglaciales Lössprofil von Aschau und Feldkirchen. Allgemeine Bedeutung desselben für den ganzen voralpinen Löss. Profil bei Isny nach Fraus, bei Wyl nach Baltzer. Interglaciales Profil von Laufen. Interglaciales Profil am Glasenbach. Desgleichen bei Bischofshofen, Mühlbach und St. Johann. Interglaciales Conglomerat von Kitzbichl nach Unger und Blaas. Interglaciales Wimbachbrecciz. Zwei andere alte Breccien im Gebiete der Saalach. Erklärung der acht interglacialen Profile durch eine große oder viele kleine Oscillationen möglich.

Wir haben oben eingehend die Grenze der Endmoränen beschrieben und ihren Einfluss auf die Verbreitung des Niederterrassenschotter geschildert. Aber diese Grenze ist nicht die Nordgrenze der Moränen überhaupt. Es finden sich zwar jenseits derselben nicht mehr jene langgestreckten, stark gegliederten Endmoränenwälle, welche, durch den raschen Wechsel von Hoch und Niedrig, durch ihre Moore und kleinen Seen scharf charakterisiert, Desor zur Aufstellung eines eigenen Landschaftstypus, der Moränenlandschaft, veranlassten. ¹⁾ Die Moränen jenseits der Nordgrenze der Endmoränen treten nicht in Wälle zusammen. Sie sind Endmoränen ihrer Zusammensetzung nach, besitzen jedoch nicht mehr die Ablagerungsform der Endmoränen, da die Wälle eingeebnet und verwachsen sind. Sie lassen sich daher in ihrem Vorkommen nicht mehr auf der topographischen Karte constatieren und begrenzen und sind auf der von Stark einzig und allein nach orographischen Verhältnissen entworfenen Karte von Süd-Bayern zur Eiszeit nicht zur Darstellung gekommen. ²⁾ Die Bestimmung der Nordgrenze der Moränen überhaupt lässt sich nur geologisch gewinnen.

Auf bayerischer Seite beobachtete bereits Penck am Eschelberg und Engelsberg (bei Margarethenberg und Burgkirchen) Moränen ³⁾; auf österreichischem Gebiete gelang es Frauscher ⁴⁾ Moränen am Adenberg nachzuweisen. Ich konnte diese Beobachtungen bei der eingehenden Feststellung der Nordgrenze der Moränen bestätigen. Die Nordgrenze der äußeren, verwachsenen Moränenzone, wie Penck ⁵⁾ sie im Gegensatz zu der Zone der Endmoränen oder inneren Moränen genannt hat, wird von West nach Ost durch

¹⁾ Jahresber. der schweizer. naturf. Gesellschaft zu Schaffhausen. 1873. S. 121.

²⁾ Zeitschrift d. Deutsch. und Österr. Alpenvereines. 1873. S. 67.

³⁾ Leopoldina. 1856. S. 150.

⁴⁾ Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt. 1885. S. 182.

⁵⁾ »Vergleichenng.« S. 307. ff.

die Punkte Emetscham, Höhenberg bei Burghausen, Adenberg, Fischelsdorf und Lengau repräsentiert. Beim letzten Orte wendet sie sich nach Osten und betritt das Gebiet des östlichen Traungletschers. Während die Moränen der inneren Zone des Inngletschers und des Salzachgletschers sich, wie wir oben sahen, nirgends berühren, sondern in geringer Entfernung von einander bei Traunstein das Gebirge erreichen, treffen sich die beiden Bögen, welche die Nordgrenze der äußeren Moränenzonen beider Gletscher markieren, weit draußen im Alpenvorlande, 27 km von Traunstein und dem Gebirge entfernt, bei Emetscham. Dahin berichtigt sich die Angabe Penck's, der in seiner neuesten Gletscherkarte ¹⁾ die Nordgrenze der äußeren Moränen zu weit südlich zog. Der Einfluss des Chiemsee-Achengletschers, der im Alpenvorlande nur als ein Theil des Inngletschers zu betrachten ist, äußert sich im Verlaufe der Nordgrenze der inneren Moränenzone durch eine nicht unbeträchtliche Ausbuchtung derselben nach Nordosten. Bei der Nordgrenze der äußeren Moränenzone ist diese Ausbuchtung verschwunden, und es treten die beiden großen Bögen des Salzachgletschers und des Inngletschers direct mit einander in Berührung; der Chiemsee-Achengletscher zwischen ihnen erscheint verdrückt.

Eine äußere Moränenzone lässt sich nicht nur in horizontaler Richtung scharf von der inneren Zone der Endmoränen trennen, sondern nicht minder auch in verticaler. Trefflich ist dieses z. B. am Tannberg und Buchberg zu beobachten. Es halten sich hier die scharf ausgeprägten Ufermoränen in tieferem Niveau, während erratisches Material, freilich unter einer mächtigen gelben Lehmschichte verborgen, am Buchberg bis auf die Spitze, am Ostabhang des Tamberges doch bis 700 m Höhe, d. h. 50 m höher als die Lage der Ufermoräne ist, sich verfolgen lässt. Ein Analogon dazu dürfte vielleicht die Thatsache sein, dass am Pass Thurn bei Mittersill die obere Grenze der Ufermoränen 160 m unter der oberen Grenze des erratischen Materiales überhaupt liegt.

Es erübrigt, zu untersuchen, ob die in den orographischen Verhältnissen ausgeprägte Scheidung der inneren und äußeren Moränenzone auch ihren geologischen Werth hat. Die Zusammensetzung der Moränen der äußeren Zone unterscheidet sich in nichts von derjenigen der Moränen der inneren Zone. Wie dort wird auch hier das meiste Material von der Grundmoräne des Gletschers geliefert und eckige Blöcke der Oberflächenmoränen scheinen noch seltener zu sein als in der inneren Zone. Auch die Vertheilung des Materiales über das Alpenvorland ist die gleiche wie bei den inneren Moränen. Das Maximum der Urgebirgsgeschiebe im Vergleiche zu den Geschieben aus den Kalkalpen findet sich an der Salzach, und die Zahl derselben nimmt von hier nach Westen und nach Osten zu ab. Bemerkenswerth ist jedoch, dass sie nördlich vom Chiemsee, von Wald a. d. Alz an, wieder zu steigen beginnt und bei Emetscham, welches in der Richtung des Chiemsee-Achenthales liegt, eine Höhe erreicht, welche diejenige an der Salzach fast noch übertrifft. Wir dürften kaum irren, wenn wir diese Zunahme auf Rechnung des Chiemsee-Achengletschers setzen, dessen Stamm wie derjenige des Saalachgletschers und des Salzachgletschers im engeren Sinne in den Hohen Tauern wurzelte, und bei dem wir mithin gleichfalls eine Vertheilung der erratischen Geschiebe erwarten dürfen, wie wir sie am Salzachgletscher beobachten konnten, d. h. ein Vorwiegen der Geschiebe aus den Centralalpen in der Stossrichtung des Gletschers wie bei Emetscham und ein Vorwiegen der Kalkgeschiebe im westlichen und östlichen Flügel.

¹⁾ Mensch u. Eiszeit in Archiv für Anthropologie. 1884. Bd. XV. Heft 3. Tafel III.

Manchmal, wenn auch durchaus nicht immer, vermag man die Moränen der äußeren Zone von denen der inneren durch ihre stärkere Verfestigung zu trennen. Die Moränen der inneren Zone sind immer lockere Anhäufungen von Gletschergeschieben; die Moränen der äußeren Zone erscheinen häufig zu einer Nagelfluh verkittet, sodass dann die gekritzten Geschiebe nicht immer leicht als solche zu erkennen sind. In sehr vielen Fällen jedoch lässt dieses Merkmal uns im Stich. In der verschiedenen Verfestigung der Moränen dürfen wir ebensowenig wie in ihrer Zusammensetzung eine Ursache des orographischen Gegensatzes suchen.

Die Endmoränen der inneren Zone bilden überall die Landoberfläche. Der Verwitterungslehm, der häufig auf ihnen lagert, besitzt immer nur eine geringe Mächtigkeit und erreicht in den seltensten Fällen eine solche von 0.5 m. Er zeigt immer die bekannte gelbbraune und braune Farbe und enthält als Wahrzeichen seines Ursprunges Skelette von Mergelgeröllen, welche ihres Kalkgehaltes beraubt wurden; immer ist er völlig frei von kohlenurem Kalk.

Die Moränen der äußeren Zone treten hingegen fast nur in künstlichen Entblößen zu Tage und sind meist unter einer Schicht von echtem Löss und lössähnlichem Lehm ganz vergraben, welcher in der Regel 1—2 m, stellenweise 4 m (bei Feldkirchen) und darüber mächtig ist. Die Lössbedeckung charakterisiert die äußeren Moränen gegenüber den inneren und ist geeignet, die Trennung der zwei Zonen auch geologisch zu rechtfertigen. Der Löss führt echte diluviale Lössconchylien; doch finden sich dieselben verhältnismäßig selten. Ein Fundort, wo sie ganz besonders zahlreich und in trefflichem Erhaltungszustande vorkommen, ist Burgkirchen; hier wurden beobachtet: *Succinea oblonga* Lin., *Helix hispida* Lin., *Pupa muscorum* Drap. und *Clausilia parvula* Stud.¹⁾ Conchylien wurden ferner in Löss gefunden bei Kirchweidach, bei Tyrliching, bei Handenberg u. a. O. m. Die Conchylienführung wechselt auf geringe Entfernung derart, dass man hier eine große Zahl von Lössschnecken erblickt und wenig weiter vergeblich nach ihnen sucht. Schon Gumbel²⁾ weist auf die große Seltenheit der Conchylien im bayerischen Löss hin; in den allermeisten Fällen tritt derselbe in unserem Gebiete als ein poröser gelblicher Lehm bald mit, bald ohne Gehalt an kohlenurem Kalk und ohne Conchylien auf. Er setzt sich aus einem äußerst feinen Staub zusammen, der sich leicht in die Poren der menschlichen Haut einreibt, und dem nur wenige gröbere Sandkörner beigemischt sind. Immer zeichnet er sich durch poröse Structur aus und bricht in senkrechten Wänden ab. Die feinen Poren und Kapillarröhren sind häufig braun gefärbt. Es ist das Liegende des Lösses im Salzachgebiete in seinen obersten Partien stark verwittert und angegriffen und enthält hier viele ausgelaugte Kalke. Auf dieser echten Verwitterungsschicht, welche nichts mit der sogenannten Steinsohle des norddeutschen Lösses zu thun zu haben scheint, baut sich erst der Löss und Lösslehm auf, der von derselben sowie von jedem einfachen Verwitterungslehm durch das Fehlen von ausgelaugten Kalkskeletten unterschieden ist.

Der Löss fehlt auf den Moränen der inneren Zone; die Nordgrenze der inneren Moränen ist gleichzeitig auch die Südgrenze des Lösses. Südlich dieser Nordgrenze gelegene Vorkommnisse, welche als Löss aufgeführt werden, haben mit dem echten Löss, wie er uns außerhalb

¹⁾ Ich verdanke die Bestimmungen der Güte des Herrn Prof. Dr. v. Zittel. Eine Zusammenstellung aller im Löss Bayerns gefundenen Conchylien findet sich in Gumbel's »Alpengebirge.« 1861. S. 797.

²⁾ »Alpengebirge.« 1861. S. 797.

der Moränen entgegentritt, nichts gemein. Die kalkfreien Lehmablagerungen voll ausgelaugter Kalkgeschiebe, welche J. Blaas aus der Umgebung von Innsbruck als »Lösssand oder Berglöss« beschreibt ¹⁾, dürften mit dem Lösslehm des Alpenvorlandes und mit echtem Löss, wie Blaas selbst hervorhebt, nicht in eine Reihe gestellt werden. Eine Beobachtung Lipold's ²⁾, der als Fundort für Löss das Stift Michaelbeuren nennt, habe ich nicht bestätigt gefunden; es findet sich hier nur Verwitterungslehm und die Keller des Stiftes sind nicht in Löss, wie Lipold meint, sondern in tertiären Sandstein gehauen. Sämmtliche Ablagerungen im Gebiete der inneren Moränen und im Gebirge, welchen Fugger und Kastner den Namen Löss beilegen ³⁾, sind, wie ich mich zu überzeugen Gelegenheit hatte, von dem Löss und Lösslehm der äußeren Moränen wohl zu unterscheiden, und ich möchte aus diesem Grunde den Namen Löss auf dieselben nicht anwenden. Es sind theils postglaciale geschichtete Bachalluvionen, stark mit Kalkschlamm gemischt und selbst zum Theile ganz aus demselben bestehend, von grauer bis schwärzlicher, stellenweise gelb gefleckter und gelber Färbung, in die sich hier und da eine große Helix oder ein Bulimus recenten Alters verirrt hat. Solche Bachalluvionen finden sich an Ziegelofen bei Aigen, am Laschenkyhof und beim Dorfe Himmelreich sowie an der Glan in der näheren Umgebung Salzburgs und bei Eberharting im Thale des bei Laufen in die Salzach mündenden Oichtenbaches. Dazwischen kommen wie bei Himmelreich und Eberharting kleine Schmitzen von Kalkgeröllen vor, welche offenbar den liegenden Schottern entnommen sind. Andererseits nennen Fugger und Kastner auch Vorkommnisse von Gehängelehm in situ und von zusammengeschwemmtem Gehängelehm mehrfach Löss, da sich hier und da in denselben Schalenfragmente von ganz kleinen Helixarten, wie sie zu Tausenden an der Erdoberfläche leben, finden, z. B. an der Lammerstraße von Golling nach Abtenau. Von den »charakteristischen Muscheln und Schnecken«, die Fugger und Kastner erwähnen ohne ihre Namen zu nennen ⁴⁾, habe ich nichts finden können. Ausgelaugte Kalkskelette, sowie die rothbraune Färbung unterscheiden diese Ablagerungen von dem echten gelben Löss und seinem Aequivalent auf dem Alpenvorlande, dem Lösslehm.

So stellen sich denn bei genauerer Untersuchung sämmtliche südlich der Nordgrenze der inneren Moränenzone in unserem Gebiete beschriebenen Vorkommnisse von Löss als etwas durchaus vom Löss und Lösslehm nördlich jener Nordgrenze, im Gebiete der äußeren Moränen Verschiedenes dar; sie verdienen den freilich in neuester Zeit stark missbrauchten Namen Löss nicht. Der Löss und Lösslehm flieht die Moränen der inneren Zone und bestätigt die Trennung der beiden Zonen. Der verschiedene orographische Charakter der Moränenablagerungen, welcher auf jeder topographischen Karte durch das Fehlen der Endmoränenwälle in der äußeren Zone hervortritt, ist neben der fehlenden oder vorhandenen Lössbedeckung nur ein secundäres Merkmal.

Der Löss lagert auf den äußeren Moränen, ist also jünger als dieselben; er findet sich nie auf den inneren Moränen; wäre er erst

¹⁾ »Glacialformation im Innthal.« Zeitschrift des Ferdinandsma. Vierte Folge, Heft 29, Innsbruck 1886; ferner »Über Spuren des Culturmenschen im Löss bei Innsbruck.« Separatabdruck aus den Berichten des naturw.-med. Vereines zu Innsbruck. 1884. S. 8.

²⁾ Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. 1851. S. 108.

³⁾ »Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.« S. 50.

⁴⁾ A. a. O. S. 42.

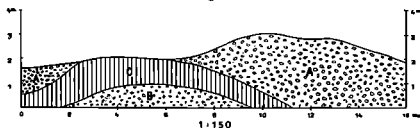
⁵⁾ »Erläuterungen zur geol. Übersichtskarte d. nordöstl. Alpen.« Wien. 1847. S. 64.

nachträglich von hier entfernt worden, so müssten sich doch an einigen, wenn auch noch so wenigen Stellen der inneren Zone Lösssetzungen erhalten haben; allein dem ist nicht so. Warum er hier fehlt, lehren uns die Verhältnisse bei Aschau und Feldkirchen, woselbst wir ein Glied der Lössformation, in dessen Liegendem Moränen der äußeren Zone auftreten, von Moränen der inneren Zone überlagert sehen.

Bei Feldkirchen ist der äußerste Moränenwall weniger mächtig entwickelt als der zweite, der in einer Entfernung von $1\frac{1}{2}$ km parallel der Nordgrenze dahinzieht. Zwischen dem äußersten und dem zweiten Walle breiten sich zwei kleine Schotterflächen aus: die Schotterfläche von Gundertshausen und diejenige von Altheim. Dieser Schotter gehört den jüngsten Schichten des Systems des Niederterrassenschotter an, da er an dem zweiten Moränenwall entspringt und den äußersten durchbricht. Der Moränenschutt, welcher den äußersten und den zweiten Endmoränenwall zusammensetzt, ist unverfestigt, und über demselben lagert eine kaum eine Spanne mächtige Schichte Verwitterungslehm,

Überschreiten wir die Nordgrenze der inneren Zone, so treten wir sofort auf Lösslehm, der in wechselnder Mächtigkeit die Höhen nördlich

Fig. 4.



Interglaciales Profil bei Aschau und Feldkirchen.

- A [] Unverfestigte, jüngere Moräne.
 B [] Verfestigte, ältere Moräne.
 C [] Lösslehm.

von den Endmoränen bedeckt. Unter ihm bergen sich Moränen, welche stellenweise starke Verfestigung zeigen. Die Hügel stehen zwar an Höhe den Endmoränenwällen nicht nach, bilden jedoch breite und flache Rücken, denen die auf- und abwogende Kammlinie der Endmoränenwälle fehlt: wir sind im Gebiete der äußeren Moränen.

Gerade an der Grenze der beiden Zonen, wenige 100 m von Aschau, bei dem Einöd Aich, befindet sich oben auf der Höhe des äußersten Moränenwalles der inneren Zone eine Schottergrube, die uns wichtige Aufschlüsse giebt. Es lagert hier zunächst eine nicht allzu stark verfestigte Moräne mit gekritzten Geschieben; diese Moräne wird von Löss überdeckt, der eine Mächtigkeit von etwa 1 m besitzt und in seiner gewöhnlichsten Entwicklungsform als poröser, ungeschichteter Lösslehm ohne Conchylien auftritt; die Moräne ist unter ihm in ihren obersten Theilen verwittert. Es erweist sich diese untere Moräne als zur äußeren Zone gehörig. Auf dem Löss liegt unverfestigter Moränenschutt, der von einer dünnen Schichte Verwitterungslehm bedeckt wird und der inneren Moränenzone angehört. Die etwa 10 cm mächtige Contactzone zwischen dem Löss und der hangenden Moräne enthält Schlamm und gekritzte Geschiebe, gemengt mit Lösspartikelchen. Wir haben hier in einem Aufschluss Moränen der äußeren und inneren Zone übereinander vor uns, durch eine Schicht

Lösslehm getrennt. Ein identisches Profil findet sich 1½ km südöstlich von Aschau in einer Kiesgrube beim Dorfe Gampern. Auch hier lagert eine unverfestigte Moräne auf einer verfestigten und beide werden durch eine Schichte Lösslehm von einander getrennt. Bei Renzhausen, südöstlich von Feldkirchen, ist gleichfalls Lösslehm in etwa 0·6 m Mächtigkeit aufgeschlossen, der von lockerem Moränenschutt überlagert wird. Das Liegende des Lösslehms ist an dieser Stelle nicht bloßgelegt. Der Schotter, welcher die Fläche von Altheim bildet und als Niederterrassenschotter am zweiten Endmoränenwalle entspringt, lagert in einer Mächtigkeit von 2 m auf Lösslehm. So finden sich an drei Punkten Moränen der inneren Zone über Lösslehm aufgeschlossen; an einem vierten Punkte erscheint im Hangenden des Lösslehms ihr zeitliches Äquivalent — der Niederterrassenschotter. An zwei Stellen zeigt sich unter dem Lösslehm verfestigte Moräne, während an den beiden anderen Punkten das Liegende desselben nicht aufgeschlossen war. Die Größe der Fläche, auf der sich die Überlagerung der Glacialgebilde der inneren Zone über einem Gliede der Lössformation constatieren lässt, beträgt 5—6 qkm. Es geht aus dieser auf einer so beträchtlichen Fläche verfolgten Überlagerung hervor, dass der Löss, welcher die äußeren Moränen bedeckt, unter die inneren einschließt. Er ist älter als die äußerste Endmoräne der inneren Zone und, da diese älter ist als alle anderen dem Salzburger Becken näher gelegenen Endmoränen, älter als alle Moränen der inneren Zone. So erklärt es sich, dass er auf den inneren Moränen fehlt. Die Zeit seiner Ablagerung fällt zwischen die Zeit der Bildung der äußeren und der inneren Moränen. Das, was Penck¹⁾ aus der geographischen Verbreitung des Lösses schloss, findet bei Feldkirchen und Aschau seine stratigraphische Bestätigung. Allein dem Umstande, dass der Gletscher, welcher die inneren Moränen ablagerte, bei Feldkirchen nur kurze Zeit seinen Maximalstand bewahrte und dementsprechend einen nur wenig mächtigen Endmoränenwall aufschüttete und sich bald wieder zurückzog, um den weit größeren zweiten Wall aufzubauen, verdanken wir die Möglichkeit, den Löss und die äußeren Moränen unter den inneren zu beobachten.

Mögen nun Löss und Lösslehm ein äolisches Product sein oder nicht, so viel ist gewiss: dieselben können sich nicht unter dem Gletscher gebildet haben; sie entstanden an einer Landoberfläche, ist doch ihr Liegendes ein echter Verwitterungslehm, wie er noch heute an der Landoberfläche sich bildet. Es muss also nach Ablagerung der äußeren Moränen das Eis sich mindestens so weit nach Süden zurückgezogen haben, als wir den Löss nach Süden zu verfolgen vermögen, d. h. bei Feldkirchen 9 km weit von der äußersten Nordgrenze der Moränen an gerechnet. Es lagerte sich der Löss ab, bedeckte alle freiliegenden Moränen und wurde dann stellenweise von dem wieder vorstoßenden Eise erreicht und überschritten, das auf ihm bei Feldkirchen die Moränen der inneren Zone ablagerte: Es ist der Löss bei Feldkirchen in Bezug auf die äußeren und inneren Moränen interglacial. Allein wir dürfen auch die Ablagerung des Lösslehms in unserem ganzen Gebiete in die Zeit jener Gletscher-oscillation versetzen, da hiedurch das Fehlen des Lösslehms auf den inneren Moränen seine ungezwungenste Erklärung findet, und allgemein sagen: der Löss und Lösslehm unseres Gebietes ist interglacial.

Zwei Vorkommnisse, welche eine gewisse Analogie mit den von uns geschilderten Erscheinungen bei Feldkirchen und Aschau besitzen, sind bisher

¹⁾ »Vergletscherung.« S. 307 ff.; ferner »Mensch und Eiszeit.« Archiv für Anthropologie, XV, 1884, Heft 3.

bekannt geworden. O. Fraas beschreibt ein Profil im Giessbachthale in der Nähe von Isny in Württemberg, in welchem eine Schicht von frischem Kies der »Jungmoräne« unmittelbar auf der verwitterten alten Moräne auftritt.¹⁾ Ob jedoch diese Verwitterungsschicht echter Lösslehm oder ein einfacher Verwitterungslehm ist, geht aus der Beschreibung von O. Fraas nicht hervor. Nichtsdestoweniger lehrt auch das Profil von Isny uns, dass eine Oscillation des Rheingletschers in Schwaben stattfand.

Ein interessantes Vorkommnis beschreibt ferner A. Baltzer aus der Umgebung von Bern.²⁾ In der Nähe des Schlosses Wyl beobachtete er im Liegenden des erraticen Schuttes der inneren Moränen eine lockere, weiße, etwas tuffartige, weniger thonige Masse (1'), darunter einen »grauen, thonigsandigen kalkhaltigen Löss (2') mit vielen kleinen weißen Kalkconcretionen, vielen Schnecken, auch Pflanzenresten (dünne Wurzelstückchen, wohl von einem Laubholz herrührend), hin und wieder kleine dunkle Thon- und Sandsteinfragmente.« In seinem Liegenden erscheint weißer, thonigsandiger »Löss« (1^{1/2}') mit wenigen, meist zertrümmerten Schnecken, und dann wieder weißer »Löss« (6'), nach unten sandig mit zwei Tufflagern. Eine Schichtung wird nur durch den Wechsel des Materiales bedingt; »durchgehend feine Stratification wie beim Löss von Kosthofen fehlt hier.« Die Bestimmung der Schnecken durch Mousson in Zürich ergab zwar eine typische Lössfauna (*Succinea oblonga* Drp., *S. obtusa* Drp., *S. Pfeifferi* Rasm. *Helix pomatia* L., *H. fruticosa* M. H. arbustorum L. u. s. w.); allein da jene Ablagerung durch Farbe, Stratification, Führung von größerem Material (Thon- und Sandsteinfragmenten) und zwischenlagernde Tuffbänke petrographisch von den von uns auf dem Alpenvorlande als Löss und Lösslehm bezeichneten Gebilden scharf unterschieden ist und überhaupt nicht aus petrographischen, sondern ausschließlich aus faunistischen Gründen als Löss bezeichnet werden kann, so möchte ich lieber auf dieselbe jenen Namen nicht anwenden. Es mag jedoch jene Ablagerung, die offenbar einem langsam fließenden Gewässer ihre Entstehung verdankt, der Fauna nach zu urtheilen, ein zeitliches Äquivalent des Lösses und Lösslehms sein. Sie ist auch in der That älter als die in ihrem Hangenden auftretenden Moränen der inneren Zone.

Bemerkenswerth ist bei allen diesen drei Vorkommnissen, beim Lösslehm von Aschau und Feldkirchen, dem Verwitterungslehm von Isny und dem »Löss« von Wyl, dass sie sich am Rande der Zone der inneren Moränen, dicht an deren Nordgrenze finden, dort wo die Mächtigkeit der inneren Moränen eine relativ geringe ist.

Das Profil bei Aschau ist nicht das einzige in unserem Gebiete, das eine Gletscheroscillation beweist. An der Poststraße von Freilassing nach Laufen findet sich am linken Salzachufer in der Höhe von Triebenbach ein großer Steinbruch, in dem lockere Nagelfluh gebrochen wird; dieselbe ist deutlich horizontal geschichtet und von einer Moräne mit zahllosen gekrümmten Geschieben überlagert. Die letztere erreicht eine Mächtigkeit von 5 m, während die Nagelfluh unter ihr 15 m mächtig aufgeschlossen ist. Das Liegende der Nagelfluh ist hier nicht bloßgelegt. Der Charakter der Moräne ist wechselnd; bald nähert sie sich der Grundmoräne, bald gewinnt sie durch sich einschaltende gewaschene Partien den Habitus der Endmoräne. Die Grenze zwischen dem Conglomerat und der Moräne ist überall scharf ausgesprochen. Nagelfluh und Moräne lassen sich in fünf

¹⁾ »Begleitworte zur geognost. Spezialkarte von Württemberg. Atlasblätter Leutkirch und Isny.« Stuttgart 1892, S. 14.

²⁾ Mittheilungen der Naturforschenden Gesellschaft von Bern. 1885, Heft I.

Steinbrüchen kontinuierlich bis Laufen, also auf eine Entfernung von 5 km verfolgen; überall behält die Nagelfluh ihre horizontale Schichtung bei. Unterhalb Laufen bildet dieselbe das Steilufer der Salzach. Hier bei Arbesbichl im Ararsteinbruche ist sie bereits in einer Mächtigkeit von 52 m entblößt. Auch am österreichischen Ufer stürzt sie in steilen Wänden zur Salzach ab. Bei Oberndorf, der österreichischen Schwesterstadt von Laufen, ist ihr Liegendes von der Salzach noch nicht freigelegt. Einige 100 m unterhalb Oberndorf, Arbesbichel schräg gegenüber, dort wo die Salzach auf einer kurzen Strecke einen rein ostwestlichen Lauf besitzt, stellt sich unter dem Conglomerate $1\frac{1}{2}$ m über dem Niveau des Flusses ein schwärzlich, local auch gelblich gefärbter, äußerst zäher, ungeschichteter Kalkschlamm ein, welcher vom Flusse bespült wird. Dieser Schlamm, der von K. F. Frauscher als »dunkler Lehm von Oberndorf« beschrieben wurde¹⁾, führt Kalkgeschiebe, welche über und über mit Gletscherschrammen von seltener Schönheit bedeckt sind, die von Frauscher jedoch nicht bemerkt wurden. Durch Graben lässt sich constatieren, dass dieselben in der That im Schlamm eingebettet sind und nicht nachträglich vom Flusse hineingewaschen wurden. Es ist der Kalkschlamm ein typischer Blocklehm, eine Grundmoräne von schwärzlicher Farbe. Ein wenig weiter flussabwärts zeigt sich feingeschichteter gelbgrüner Sandstein, marines Tertiär, welcher direct von der Nagelfluh überlagert wird. Noch etwas weiter sieht man jedoch Tertiär, Moräne und Nagelfluh übereinander. Von hier an lässt sich die liegende Moräne unter dem Conglomerate wohl an 2— $2\frac{1}{2}$ km weit am Ufer verfolgen; es treten auf ihr zahlreiche Quellen zu Tage. Erst unterhalb Osing, wo die Richtung des Salzachlaufes aus einer rein südlichen wieder in eine westliche übergeht, lagert marines Tertiär, 5 m mächtig entblößt, direct unter der 25 m mächtigen Nagelfluh, welche nach oben zu allmählig in Schotter übergeht und von einer sehr sandigen Endmoräne überlagert wird. Auch am linken Ufer erscheint die liegende Moräne dicht bei Arbesbichl unter der Nagelfluh in der Höhe des den Fluss entlang ziehenden Saumpfades und lässt sich auch hier bis in die Gegend von Osing flussabwärts verfolgen; auch ist mehrfach über dem Conglomerate die hangende Moräne entblößt. Die letztere gehört der zusammenhängenden Moränendecke der inneren Zone an. Auf dieses großartige Profil von Laufen ist zuerst von Herrn Prof. Dr. Penck meine Aufmerksamkeit gelenkt worden.²⁾

Es wird die horizontal geschichtete 52 m mächtige Nagelfluh, welche an der Salzach sich 12 km weit verfolgen lässt, von Moräne überlagert und unterteuft. Kann die Ablagerung der liegenden Moräne, des Conglomerates und der hangenden Moräne kontinuierlich unter der Eisbedeckung stattgefunden haben? Wäre das Conglomerat unter dem Gletscher entstanden, so könnte es nur durch unter dem Eise circulierende Gewässer abgelagert worden sein. Diese Gewässer müssten das Material der Grundmoräne aus erster Hand empfangen haben; es müsste das Conglomerat entsprechende Anklänge an Grundmoräne zeigen; die Gerölle müssten ein höchst ungleiches Korn und eine nur unvollkommene Rundung besitzen, große Blöcke müssten darin eingestreut sein, vor allem auch gekritzte Geschiebe und selbst ganze Schmitzen von Grundmoräne. Alle diese Eigenschaften, welche wir bei dem Niederterrassenschotter in der unmittelbaren Nähe der Moräne kennen lernten, fehlen dem Conglomerate von

¹⁾ »Ergebnisse einiger Excursionen im Salzburger Vorlande.« Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1865, S. 182.

²⁾ Vergl. »Zur Vergletscherung der deutschen Alpen.« Leopoldina 1885. p. 12 des Sep.-Abdr.

Laufen gänzlich; dasselbe ist vielmehr eine durchaus schotterige Ablagerung von nach ihrer Größe wohl sortierten Geröllen ohne jede Spur von gekritzten Geschieben oder Schlamm. Es mag das Conglomerat, das nicht nur eine Mächtigkeit von 52 m, sondern auch eine außerordentliche Verbreitung besitzt (vgl. die geologische Karte) von Gletscherbächen abgelagert worden sein — und wir werden sehen, dass es in der That ein Glacialschotter ist — aber gewiss nicht unter dem Gletscher, ja nicht einmal unmittelbar am Gletscherende.

Wenn aber das Conglomerat zu einer Zeit abgelagert wurde, als der Landstrich eisfrei war, so muss der Gletscher, welcher die liegende Moräne ablagerte, sich vor der Bildung des Conglomerates zurückgezogen haben, um später bei einem erneuerten Vorstoß nach der Ablagerung des Conglomerates die hangende Moräne aufzuwerfen. Es beweist das Profil an der Salzach eine Oscillation der Vergletscherung bei Laufen, einen Rückzug um mindestens 14 km vom nördlichsten Punkte der liegenden Moräne bei Ober-Eching bis zum südlichsten Punkte des Conglomerates bei Saaldorf und einen erneuerten Vorstoß bis zur Nordgrenze der einheitlichen Moränendecke der inneren Zone, welcher die hangende Moräne bei Laufen angehört, d. h. um 33 km.

Es hat sich der Glaserbach, welcher 4 km oberhalb Salzburg in die Salzach mündet, ein tiefes Bett in das Gosauconglomerat eingerissen, das die Höhen südlich des Gaisberges zusammensetzt. Es ist dieses Conglomerat ein reines Kalkconglomerat, das sich durch das gänzliche Fehlen aller Urgebirgsgerölle und aller Schiefer vor den diluvialen Conglomeraten auszeichnet, die wir später kennen lernen werden. Beimengungen von rothen Mergeln, in deren Hangendem das Gosauconglomerat auftritt, färben dasselbe stellenweise ganz roth. Über diesem Conglomerate lagert im Glaserbachtale in einer Entfernung von beiläufig 2½ km vom Thalausgang ein grobes diluviales Conglomerat, reich an Urgebirgsgeröllen, in einer Mächtigkeit von 40 m und im Gegensatz zu dem Conglomerate von Laufen stark verfestigt. Das diluviale Conglomerat ist von Moräne überlagert, welche daselbst eine bedeutende Mächtigkeit besitzt. Am rechten Bachufer, dort wo der nach Norden fließende Glaserbach plötzlich sich gegen Südwest wendet, konnte die Überlagerung direct constatirt werden. Gerade diesem Punkte gegenüber tritt nach Fugger auch im Liegenden des Conglomerates Moräne auf.¹⁾ Ich konnte die Überlagerung nicht selbst constatiren, da die Moräne bei Anlage einer Schutzmauer gegen Abrutschungen des Conglomerates, welche die neue Straße gefährdeten, verbaut worden war. Doch ist die Überlagerung von Herrn Prof. Fugger mit anderen Salzburger Gelehrten vor der Verbauung mit aller Schärfe constatirt worden, sodass mir nach den mir gemachten freundlichen Mittheilungen jeder Zweifel an der Thatsächlichkeit der Überlagerung ausgeschlossen scheint.

Wir haben hier wie bei Laufen zwei Moränen übereinander, welche durch eine 40 m mächtige Conglomeratbildung getrennt sind. Wie bei Laufen, so ist auch am Glaserbach an eine Bildung des Conglomerates unter dem Gletscher nicht zu denken. Die regelmäßige horizontale Schichtung, das Fehlen von gekritzten Geschieben und überhaupt von allen Anklängen an Grundmoräne im Conglomerate schließen eine derartige Annahme völlig aus. Die Urgebirgsgerölle des Conglomerates lehren uns, dass die Ablagerung durch einen Fluss geschah, welcher aus den Centralalpen stammte und seinen Schotter aus dem Hauptthal in das Seiten-

¹⁾ Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1883. S. 136. ff.

thal hinein baute. So beweist auch das Profil am Glaserbach eine Oscillation der Vergletscherung, über deren Größe wir freilich nichts aussagen können.

Ein ganz ähnliches Vorkommnis, auf das Herr Prof. Fugger in Salzburg mich aufmerksam zu machen die Freundlichkeit hatte, findet sich bei Bischofshofen im Innern der Alpen.¹⁾ Es erhebt sich hier am östlichen Ufer eine Thalterrasse 180 m über das Niveau des Flusses. Diese Terrasse besteht zum großen Theile aus einem festen, geschichteten Conglomerat von schmutzig-gelber Farbe. Schon vom Bahnhofe Bischofshofen aus erkennt man über diesen gelben, zum Theil unter seinem eigenen Schutt vergrabenen Conglomerat eine graue Ablagerung, welche sich bei Besichtigung an Ort und Stelle als eine in den unteren Partien schlecht, in den oberen gar nicht geschichtete Moräne mit gekritzten Geschieben erweist. Diese Moräne überzieht die Terrasse von Buchberg, an deren Aufbau sich neben dem Conglomerate auch durchstoßende Klippen von Grundgestein beteiligen. Am Südwest-Eingange des Tunnels der Selzthalbahn nächst der südlichen Eisenbahnbrücke lagert das Conglomerat auf anstehendem Fels direct auf. Weiter oberhalb jedoch, jenseits eines kleinen Grabens, der, von der Terrasse abwärts ziehend, am Bahnwärterhäuschen in die Salzach mündet, erscheint unter dem Conglomerat eine schwärzliche, stark schlammige Moräne voll von gekritzten Geschieben. Die Überlagerung ist discordant, derart dass die Moräne in Hügelform in das Conglomerat hinaufragt. Die Moräne geht überall bis zum Niveau des Flusses hinab, der sie bespült; die Höhe der Contactfläche schwankt zwischen 2 und 16 m über dem Niveau der Salzach. Die Trennungslinie ist vielfach durch Schutt verwischt, doch ist die Überlagerung unzweifelhaft, wie man sich durch Weggraben der Moräne unter dem Conglomerat überzeugen kann. Abgesehen hiervon lassen sich die auf der Moräne zu Tage tretenden Quellen einzig und allein durch eine Unterlagerung und nicht durch eine Anlagerung erklären. Das Conglomerat besitzt, von der liegenden Moräne zur hangenden Moräne gemessen, eine Mächtigkeit von 145 m.

Gleichsam als eine Fortsetzung des Profils von Bischofshofen erscheint dasjenige von Mühlbach in dem von Westen gegen Bischofshofen herabziehenden Thale. Es finden sich daselbst bis zu 90 m mächtige, äußerst sandreiche Schottermassen, welche in den einzelnen Aufschlüssen horizontal geschichtet scheinen, jedoch gegen das Salzachthal sich senken und hier mit dem interglacialen Conglomerat von Bischofshofen zusammenhängen dürften. Im Orte Mühlbach lagert hinter dem Gasthaus des Klausner unter diesem Schotter ein gelblicher Bänderthon in 4 m Mächtigkeit mit Schmitzen von Grundmoräne, welcher auch in dem östlich des Dorfes von Süden her in das Hauptthal mündenden Graben aufgeschlossen ist. Andererseits finden sich auf der Terrasse, die jener Schotter zusammensetzt, am oberen Ende des ersten Aufzuges der Drahtseilbahn nach dem Kupferbergwerke Mitterberg große erratiche Blöcke und verstopfte Stellen, welche darauf zu schließen erlauben, dass auch im Hangenden des Schotters Moräne sich findet. Dieselben Gründe, welche bei den Vorkommnissen von Laufen und am Glaserbach geltend gemacht wurden, schließen auch jeden Gedanken an eine subglaciale Entstehung des Conglomerates von Bischofshofen und wohl auch des Schotters von Mühlbach aus. Wir haben in beiden Fällen zwei Glacialbildungen, durch eine interglacialgestellte Ablagerung von einander getrennt. Auch für die

¹⁾ Vgl. auch Fugger und Kastner: »Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.« Salzburg 1885, S. 43 f. Vgl. hierzu Fig. 10, S. 83.

Gegend von Bischofshofen und von Mühlbach ist eine Oscillation der Vergletscherung bewiesen.

Der bei St. Johann im Pongau in die Salzach mündende Klein-Arlbach hat dicht an seiner Mündung an seinem linken Ufer eine 20 m mächtige Moräne bloßgelegt, die bis zum Niveau des Baches herabreicht. Im Hangenden dieser Moräne lagert ein feinkörniges, sehr sandiges und festes Conglomerat, welches an der Stelle der Überlagerung keine deutliche Schichtung erkennen lässt, jedoch wenig weiter thalabwärts unter 15—20° regelmäßig gegen Westen der Salzach zu fällt. Dasselbe besitzt eine Mächtigkeit, die zwischen 50 und 100 m schwankt und setzt die Terrasse zusammen, auf welcher die Capelle Zederberg steht. Diese Terrasse ihrerseits ist ganz von Moräne überkleidet, welche sich an dem Abfalle derselben gegen die Salzach bis 860 m Höhe, d. h. etwas unter das obere Niveau des Conglomerates verfolgen lässt. Da der ganze Charakter des Conglomerates, das wohl nach dem Fallen seiner Schichten ein alter, wahrscheinlich in stehendem Wasser abgelagerter Schuttkegel des Klein-Arlbaches sein dürfte, eine Bildung unter Eisbedeckung ausschließt, so lehrt auch das Profil von St. Johann im Pongau uns eine Gletscheroscillation kennen.

In der unmittelbaren Nachbarschaft Kitzbichls, schon an der Grenze unseres Gebietes gelegen, schildert und bildet Unger¹⁾ ein Profil ab, welches sich den von uns eben behandelten in mancherlei Stücken anschließt. Dasselbe ist in neuester Zeit von J. Blaas besucht worden, der Unger's Beschreibung in wesentlichen Punkten ergänzen konnte.²⁾ Es ist in dem Stollen des Kohlenbergwerkes von Kitzbichl ein Lettenlager bloßgelegt, welches nach Blaas voll von gekritzten Geschieben ist und von ihm als Grundmoräne erkannt wurde. Im Hangenden dieser Moräne findet sich ein Conglomerat von großer Festigkeit, bestehend aus wohlgerundeten Thonschiefer- und Grauwackengeröllen, welchem Unger eine Mächtigkeit von 100 Klaftern beimisst, eine Angabe, die Blaas als viel zu hoch gegriffen bezeichnet. Auf diesem Conglomerate nun ruhen ihrerseits erratische Blöcke und jene Moränen auf, welche die Moränenlandschaft von Kitzbichl (siehe Cap. III) aufbauen. Da die Entstehung des Conglomerates unter dem Gletscher nicht vor sich gegangen sein kann, so vermögen wir die Verhältnisse nur durch die Annahme einer Oscillation des Chiemsee-Achengletschers zu erklären.

Parallel mit dem Thale des Königssees und dessen Form bis ins Detail nachahmend zieht westlich vom Watzmanu das Wimbachtal der Ramsau zu. Die Wände seines unteren Theiles werfen theilweise von einem durchschnittenen alten Schuttkegel gebildet, der zu einer Breccie erhärtet ist. Die Mächtigkeit dieser Wimbachbreccie beträgt je nach der Örtlichkeit 50—100 m. In ihrem Hangenden treten Grundmoränen und große Ufornoränen auf. Dass die Breccie präglacial in Bezug auf die im Berchtesgadener Lande oberflächlich herrschenden Moränen ist, geht auch aus dem Umstande hervor, dass Geschiebe der Breccie häufig in den Moränen angetroffen werden und diese Moränen in einem in die Breccie eingeschnittenen Thale, dem Thal von Ramsau, zur Ablagerung kamen. Andererseits findet sich an einer Stelle am rechten Thalgehänge unter der hier in hohen Wänden abstürzenden Breccie eine mehrere Meter mächtige Moräne, welche gleich der Breccie verfestigt ist und selbst nur als deren unterstes Glied erscheint. Zahlreiche Geschiebe sind gekritzelt und alle in einen weißen Schlamm gebettet, der erhärtet ist und als

¹⁾ »Einfluss des Bodens auf die Vertheilung der Gewächse.« Wien 1836, S. 69.

²⁾ Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt. 1884, S. 276.

Bindemittel fungiert. Im Liegenden dieser Moräne erscheint eine verfestigte Ablagerung von Bachgeröllen, vermuthlich die Bildung eines Gletscherbaches beim Herannahen jenes Gletschers, der die Moräne im Liegenden der Breccie schuf. Es ist diese Moräne vor Ablagerung des verfestigten Schuttes gebildet worden, welchen wir daher als eine interglacialgestellte Schicht betrachten müssen, die während einer Gletscheroscillation entstand.

Es ergibt sich demnach folgender Gang der Ereignisse: ¹⁾

1. Erstmaliges Einbrechen des Wimbachgletschers in das Berchtesgadener Land und Rückzug desselben.
2. Anhäufung eines bis über 100 m mächtigen Schuttkegels seitens des Wimbaches.
3. Zertheilung desselben durch ein 300—400 m tiefes Thal, Verfestigung seines Materiales zu einer Breccie.
4. Neues, letztes Einbrechen des Wimbachgletschers.

Wie weit allerdings in der Zeit zwischen beiden Eruptionen der Wimbachgletscher zurückgegangen ist, lässt sich nicht bestimmen; zu betonen ist mit Penck, dass schon ein 7—8 km weiter Rückzug den Gletscher überhaupt zum Erlöschen bringen musste. Sicher ist jedoch, dass beide Eisausdehnungen durch einen sehr langen Zeitraum von einander getrennt waren.

Noch zwei andere Breccienbildungen, deren Entstehung gleich derjenigen der Wimbachbreccie zu denken ist, begegnen uns in unserem Gebiete. Die eine findet sich in dem vom Pass Hirschbühl gegen Ober-Weißbach im Saalachthal herabziehenden Thälchen und ist zuerst bei Fallek, besonders schön jedoch dicht oberhalb der Seisenbergklamm an dem in dieselbe hinabführenden Fußpfad aufgeschlossen. Diese Breccie, welche fast nach der zum Theil deutlichen Rundung der Geschiebe ein Conglomerat genannt werden könnte, fällt schwach gegen die Mündung des Nebenthales in das Hauptthal zu und bekundet hiedurch, sowie andererseits auch durch die sie zusammensetzenden Gerölle, dass sie die Ablagerung des Weißbaches und nicht etwa eine vom Hauptthal aus in das Seitenthal hinein gebaute Bildung der Saalach ist. Unter den häufig gerundeten Geröllen, denen sich jedoch in großer Zahl eckige Trümmer beigesellen, scheinen Urgebirgsarten gänzlich zu fehlen. Die Mächtigkeit der Breccie erreicht oberhalb der Klamm noch nicht 8 m und als Liegendes erscheint hier der anstehende Fels. Genau über dieser Stelle liegt an der in höherem Niveau dahinziehenden Fahrstrasse Moräne und die Form des Terrains lässt den Schluss gerechtfertigt erscheinen, dass die Breccie von der Moräne überlagert wird. Es ist die Breccie also präglacial in Bezug auf jene Moränen.

Weit ausgedehnter als dieses Vorkommnis ist eine Breccienbildung im oberen Theile des vom Steinernen Meere gegen Stoß im Saalachthale sich horabsenkenden Thälchens. Die Oberfläche dieser Breccie, welche in Gumbel's geologischer Karte des bayerischen Alpengebirges als »Hochgebirgsschotter« verzeichnet ist, bildet eine Abstufung im Gehänge, auf welcher die Weißbachalm liegt. In die Breccie und deren Liegendes sind wilde steile Tobel eingerissen, welche thalwärts ihre Wasserläufe zu dem Stoßer Bach vereinigen. Diese Breccie ist ein echter verfestigter Gehängeschutt, dessen Schichten, sich den Formen des liegenden Felsgrundes theilweise anschmiegend, steil gegen den Thalausgang zu fallen. Die

¹⁾ Vgl. auch Penck, »Zur Vergletscherung der deutschen Alpen«, Leopoldina 1885, S. 132; ferner Penck in Penck und Richter, »Das Land Berchtesgadener«, Zeitschrift des Deutsch. und Österr. Alpenvereines. 1885. S. 33 des Sonderabdruckes.

einzelnen Trümmer, welche die Breccie zusammensetzen, sind von sehr verschiedener Größe und zum Theile sehr fest, zum Theil auch loser mit einander verkittet. Dementsprechend zeigen sich zahlreiche Höhlungen und Nischen in den Wänden der Breccie. An der Weißbachalpe lagert auf der Breccie die Grundmoräne eines eiszeitlichen Localgletschers und die Breccie ist unter derselben in der Richtung zum Thalausgange hin schön geschliffen. So ist auch diese Breccie, wie diejenige der Seisenbergklamm und die Wimbachbreccie, älter als die auf derselben lagernden Moränen; allein in ihrem Liegenden konnten ebensowenig wie unter der Seisenbergbreccie Moränen gefunden werden. Überall ruht dieselbe auf anstehendem Fels auf. So vermögen wir denn nicht, wie aus den Lagerungsverhältnissen der Wimbachbreccie, auf eine Oscillation der Eismassen im Weißbachthale und im Stoißer Thal zu schließen.

An acht Punkten im Salzachgebiete, bei Feldkirchen, bei Laufen, am Glasenbach, bei Bischofshofen, bei St. Johann, bei Mühlbach, bei Kitzbichl und im Wimbachthale sind Oscillationen der alten Vergletscherung constatirt. Die einzelnen Profile geben uns keine Andeutung darüber, wie groß diese Oscillationen waren, wie weit der Gletscher zurückging und wie weit er wieder vorrückte. Jedes für sich beweist nur, dass an Ort und Stelle das Eis gekommen, gegangen und wieder gekommen ist. Doch sie gestatten einen Schluss auf die Dauer der Oscillationen aus der Mächtigkeit der interglacialgestellten Ablagerungen. Es lagerte sich bei Feldkirchen während der Oscillation der Löss ab, bei Laufen ein 52 m mächtiges, ausgedehntes Conglomerat, am Glasenbach ein solches von 40 m Mächtigkeit, bei Bischofshofen und bei Mühlbach gar ein solches von 145 m, beziehungsweise von circa 90 m Mächtigkeit, bei St. Johann ein Schuttkegel von 100 m Mächtigkeit und bei Ramsau die im Maximum über 100 m mächtige Wimbachbreccie. Schichten von dieser Mächtigkeit brauchen geraume Zeit zu ihrer Bildung.

Durch zweierlei Annahmen lassen sich die Lagerungsverhältnisse aller dieser acht Profile erklären: entweder durch ebenso viele locale Oscillationen der Vergletscherung beim Vorrücken oder beim Rückzuge der Eismassen, oder durch eine einzige große Oscillation, einen Rückzug des Gletschers vom nördlichsten interglacialen Profil im Alpenvorlande bis zum südlichsten im Gebirge. Im ersteren Falle wäre die Bildung der interglacialen Ablagerungen zu ganz verschiedenen Zeiten vor sich gegangen, in letzterem könnten dieselben zu gleicher Zeit entstanden sein. Welche dieser zwei Erklärungen die richtige ist, können wir jetzt noch nicht mit Sicherheit sagen, da wir das Alter der interglacial gelagerten Conglomerate noch nicht bestimmt haben.

SIEBENTES CAPITEL.

Die drei diluvialen Schottersysteme des Alpenvorlandes.

Die Reste des Deckenschotters im Salzachgebiete. Erratische Geschiebe in demselben. Kein Connex mit den äußeren Moränen. Discordanz zwischen den letzteren und dem Deckenschotter. Der Deckenschotter kein Glacialschotter der äußeren Moränen. Verbreitung des Hochterrassenschotters in ihrer Abhängigkeit von der Grenze der äußeren Moränen. Abfließen desselben von den äußeren Moränen und Auftreten im Liegenden derselben. Erratische und gekritzte Geschiebe in demselben. Wechselagerung mit äußeren Moränen bei Traunstein. Der Hochterrassenschotter als Glacialschotter der äußeren Moränen. Verhalten der drei Schotter zu einander. Durchschnitt von Alt-Ötting nach St. Margarethenberg an der Alz. Drei Perioden der Thalaufschüttung durch zwei Perioden der Thalvertiefung getrennt. Die Eluvialbildungen der drei Schotter. Geologische Orgeln in den beiden älteren Schottern. Auffassung der drei Schotter als drei verschiedenalterige Schuttkegel. Gefällsverhältnisse der zwei jüngeren Schotter. Schluss hieraus auf Abwesenheit von Bodenbewegungen im Alpenvorlande seit deren Ablagerung.

In dem Niederterrassenschotter hatten wir einen Glacialschotter kennen gelernt, der gleichzeitig mit den Moränen der inneren Zone entstand. Er stellte das durch Gletscherbäche umgelagerte Material derselben dar. Überall entspringt er an Moränen der inneren Zone und ist discordant in die Moränen der äußeren Zone eingelagert. Wir sind berechtigt zu erwarten, dass ein ähnliches Schottersystem mit der gleichen Beziehung zu den Moränen der äußeren Zone existiert. Zwei Schottersysteme, welche beide älter sind als der Niederterrassenschotter, betheiligen sich am Aufbau des Alpenvorlandes: der Deckenschotter und der Hochterrassenschotter, wie sie Penck genannt hat.¹⁾ Beide zusammen sind echte Stromablagerungen, deren Oberfläche nach Norden fällt. Sie unterscheiden sich gleich dem Niederterrassenschotter scharf von dem obermiocänen Kies durch ihre Zusammensetzung, indem sie vorwiegend aus Kalkgeröllen bestehen, welche dem Tertiärschotter gänzlich fehlen.

Der Deckenschotter ist älter als der Hochterrassenschotter. In Schwaben, südlich von Ulm und Augsburg, breitet er sich als weite Decke über das Alpenvorland; in breiten Thälern desselben wurden später der Hochterrassenschotter und der Niederterrassenschotter abgelagert. Diese einstige deckenförmige Verbreitung hat ihm den Namen des Deckenschotters eingetragen. Im Salzachgebiete ist diese Decke ganz außerordentlich stark zerstört und der Deckenschotter hat sich hier nur an wenigen Stellen in größerer Ausdehnung erhalten. Eine Decke bildet

¹⁾ »Über Periodicität der Thalbildung.« Verh. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin. 1884. Nr. 1; ferner »Mensch und Eiszeit.« Archiv für Anthropologie. Bd. XV. Heft 3. S. 10 des Separatdruckes.

er nur im Westen unseres Gebietes; er tritt jedoch hier nicht direct bis an die Landoberfläche heran. Er ist trefflich an der Traun und an der Alz von Stein bis St. Margarethenberg an senkrechten Wänden aufgeschlossen, welche schon von Emmerich erwähnt werden.¹⁾ Ein anderer nicht unbedeutlicher Fetzen hat sich bei Uttendorf am westlichen Gehänge des Mattigthales erhalten (vgl. die geologische Karte). Inselförmig findet er sich bei Burghausen, bei Spieglern nächst St. Georgen, bei Hart und bei Lochen. Die Südgrenze seines Vorkommens wird durch die Orte Palling, Burghausen, St. Georgen und Straßwalchen dargestellt.

Er ist von allen Kalkgerölle führenden Schottern des Alpenvorlandes der älteste und überhaupt das älteste Gebilde der Diluvialperiode, das in dieser Gegend auf uns überkommen ist. Von dem Tertiärkies, welcher nach Penck dem Obermioocän zuzurechnen ist²⁾, unterscheidet er sich deutlich durch die Führung von zahlreichen Kalkgeröllen, welche jenem gänzlich fehlen. Überall, wo sein Liegendes aufgeschlossen ist, lagert er auf Tertiär und besonders häufig auf dem weit verbreiteten tertiären Quarzkies und wird von demselben nicht selten durch eine Discordanz getrennt, wie bei Uttendorf und Pischelsdorf. Er führt über dem Quarzkies auffallend zahlreiche Quarzgerölle und gewinnt so auf demselben eine gewisse locale Färbung. Bemerkenswerth ist, dass die tertiären Quarzgerölle im Deckenschotter weit häufiger sind als im Hochterrassenschotter und im Niederterrassenschotter. Der Deckenschotter enthält:

bei Pischelsdorf	68%	Quarzgerölle,	14%	Urgebirgsgerölle,	18%	Kalke
> Hohenwart a. d. Alz	33%	»	30%	»	37%	»
> Wald a. d. Alz	25%	»	11%	»	64%	»

In der Regel nimmt der Gehalt an Quarzgeröllen dort, wo der Deckenschotter auf Quarzkies lagert, von unten nach oben rasch ab, und dementsprechend sind die unteren Partien nicht selten weniger stark verfestigt als die oberen. Ein Übergang zwischen dem Quarzkies und dem Deckenschotter ist jedoch nirgends zu beobachten und beide Gebilde sind, abgesehen von ihren Lagerungsverhältnissen, auch petrographisch streng geschieden. Überall ist der Deckenschotter in unserem Gebiete gut verfestigt und dient häufig als Baustein. Das Korn der Gerölle ist kleiner als im Hochterrassen- und im Niederterrassenschotter. Wo der Deckenschotter nicht auf Quarzkies lagert, finden sich in demselben nicht mehr und nicht weniger Quarzgerölle als in den beiden anderen Schotter-systemen. Die Kalke herrschen bei weitem vor, neben ihnen treten Urgebirgsarten auf, während der Antheil der Quarze auf 1—2 % herabsinkt.

Der Deckenschotter führt Urgebirgsgerölle auch dort, wo sich deren Vorkommen durch die heutigen orographischen und hydrographischen Verhältnisse nicht erklären lässt, wie bei Palling nördlich von Traunstein und bei Lochen nördlich von Straßwalchen. Dass die Urgebirgsgerölle hier nicht aus dem Tertiär stammen, geht daraus hervor, dass Quarze, welche im Tertiär die Urgebirgsgerölle an Zahl weit übertreffen, fast ganz fehlen. Die letzteren sind hier erratic und erinnern lebhaft an das Vorkommen von Urgebirgsgeröllen im Niederterrassenschotter an der Mattig und an der Traun, das durch Gletscher seine Erklärung fand.

Ein echter Glacialschotter tritt mit den Moränen, aus denen er gebildet wurde, in einen engen Connex. Es lagern in der That mehrfach

¹⁾ Geognost. Beobachtungen aus den östlichen bayerischen Alpen. • Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. 1861. S. 1.

²⁾ Geologie von Süd-Bayerns Hochebene. • Manuscript, erscheint im IV. Bd. der Geognostischen Beschreibung des Königreichs Bayern. von Gumbel.

Moränen der äußeren Zone auf dem Deckenschotter, so bei Spieglerm nächst Handenberg, am Höhenberg und Eschberg bei Burghausen, bei Wald a. d. Alz, bei Palling und an zahlreichen anderen Orten, besonders im Westen unseres Gebietes (vgl. die geologische Karte). Nie aber tritt der Deckenschotter mit den äußeren Moränen in Wechsellagerung; immer ist die Grenze zwischen beiden eine sehr scharfe. Ein allmählicher Übergang des Schotters in die Moräne, lässt sich an keiner Stelle constatieren. Nirgends entspringen Theile des Deckenschotters an den Moränen der äußeren Zone, derart dass sie theils älter, theils gleichalterig, theils jünger als die Moränen wären, wie wir es beim Niederterrassenschotter in Bezug auf die inneren Moränen beobachten konnten. Wohl aber findet sich bei Palling in einem großen Steinbruche eine Discordanz zwischen dem Deckenschotter und der hangenden äußeren Moräne. Es kann der Deckenschotter nicht der Glacialschotter der äußeren Moränen sein. Dass er wie die äußeren Moränen mit Löss bedeckt ist, beweist nur, dass er älter als der Löss, nicht aber dass er gleichalterig mit den äußeren Moränen ist. Trotzdem können wir uns nicht verhehlen, dass der Deckenschotter eine wesentliche Eigenschaft besitzt, welche sich kaum anders erklären lässt als dadurch, dass er von Gletscherbächen abgelagert wurde: er führt Urgebirgsgerölle an Punkten, wohin sie weder direct durch fließendes Wasser aus den Centralalpen gebracht, noch aus dem Tertiärkies verschleppt worden sein können — im Traunthale und an der Mattig. Gekritzte Geschiebe und Wechsellagerung mit Moränen konnten wir in unserem Gebiete nicht constatieren. Es müsste jedenfalls der Deckenschotter seine Ablagerung einer Epoche der Eiszeit verdanken, welche vor die Bildung der äußeren Moränen fällt.

Eine weit ausgedehntere Verbreitung als der Deckenschotter besitzt im Salzachgebiete der Hochterrassenschotter. In Thälern des Deckenschotters abgelagert, bildet er hier Terrassen, in welche ihrerseits wieder die Terrassen des Niederterrassenschotters eingesenkt sind. Diesem Umstande, dass er die höheren, der Niederterrassenschotter die niedrigeren Terrassen an den Flussläufen bildet, verdankt er seinen Namen. Wie der Deckenschotter und die äußeren Moränen wird auch der Hochterrassenschotter von Löss bedeckt. Diese Lössbedeckung charakterisirt ihn gegenüber dem Niederterrassenschotter; durch sein Niveau unterscheidet er sich gleichzeitig von dem älteren Deckenschotter und dem jüngeren Niederterrassenschotter. Die geologische Karte zeigt seine Verbreitung. Weite tafelförmige Terrassen bildet er am Inn; schuttkegelartig ergießt er sich von Emetsham nach Norden und vereinigt sich nördlich von Wald a. d. Alz mit den Hochterrassen des Inn. Ein mächtiger, nachträglich stark zerstückelter Strom desselben verbindet sich südlich von Braunau, aus dem Mattigthal hervorquellend, mit den Innterrassen. Bei Emetsham, bei Hohenwart a. d. Alz und bei Handenberg entspringt der Schotter genau an der Grenze der äußeren Moränen und fällt hier schuttkegelartig von den Moränen ab. Seine unteren Partien schießen hingegen unter die äußeren Moränen ein und lassen sich hier zum Theile weit gegen Süden verfolgen. Der ganze große zusammenhängende Fetzen äußerer Moränen zwischen Palling, Burgkirchen und Wald a. d. Alz ruht, den Nordsaum desselben ausgenommen, auf Hochterrassenschotter auf, der unter der Moräne in den zum Theil tief einschneidenden Thälern zu Tage tritt. Beistehender Durchschnitt (Fig. 5), der von Kraham bei Asten am Saume der inneren Moränenzone nach Berg a. d. Alz gelegt ist, zeigt die Lagerungsverhältnisse deutlich. Auch westlich vom Bahnhof Steindorf findet sich Hochterrassenschotter aufgeschlossen, in den

sich geologische Orgeln mehrere Meter tief hinabsenken. Weiter südlich erkennt man, dass der Hochterrassenschotter von einer verfestigten Moräne der äußeren Zone überlagert wird.

Doch der Schotter schießt nicht nur zum Theil unter die äußeren Moränen ein, sondern drängt sich gleichzeitig an der Salzach, im Thale von Auerbach und Fischelsdorf und bei Straßwalchen in die Zone der äußeren Moränen hinein und ist hier in dieselben discordant eingesenkt, genau so, wie es Fig. 3 vom Niederterrassenschotter zeigt. So bekundet der Hochterrassenschotter in seiner Verbreitung eine gleiche Abhängigkeit von den äußeren Moränen, wie der Niederterrassenschotter von den inneren.

Der Hochterrassenschotter führt an der Traun und an der Mattig Urgebirgsgerölle, wo deren Vorkommen sich durch fließendes Wasser nicht erklären lässt. Dass diese Urgebirgsgerölle nicht aus dem Tertiär stammen, wird durch das Fehlen der Quarzgerölle bezeugt; eine derartige Bereicherung des Hochterrassenschotters mit Quarzgeröllen aus dem Tertiär, wie wir sie vom Deckenschotter kennen lernen, findet nicht statt, und darin entspricht der Hochterrassenschotter den äußeren Moränen weit besser als der Deckenschotter. Es bildete der Quarzkieles, als der Hochterrassenschotter sich ablagerte, nicht mehr ausschließlich die Land-

Fig. 5.



Durchschnitt durch die äußere Moränenzone südwestlich der unteren Alz.

T Tertiär, D Deckenschotter, H Hochterrassenschotter, A äußere Moräne, N Niederterrassenschotter, J innere Moräne, L Löss.

Horizontalmaßstab 1 : 100.000, Vertikalmaßstab 1 : 10.000.

Anmerkung. Durch ein Versehen des Zeichners ist die Neigung der Oberfläche wie der Sohle des Deckenschotters gegen Süd statt gegen Nord gerichtet dargestellt.

oberfläche. Die Übereinstimmung des Materiales des letzteren und der äußeren Moränen erstreckt sich auch auf den Wechsel in der Häufigkeit der Urgebirgsgerölle; beide führen zahlreiche Urgebirgsgerölle an der Salzach und von hier nimmt die Menge derselben nach Osten und Westen ab.

Südlich von (österreichisch) Schützing am Engelbach, dicht an der Nordgrenze der äußeren Moränen, führt der Hochterrassenschotter beim Hof Köttingauerbach große Blöcke und gleichzeitig Schlamm und gekritzte Geschiebe. Die Ablagerung könnte den äußeren Moränen zugezählt werden, wenn nicht die Schichtung und die äußere Form als Terrasse den Charakter derselben als Hochterrassenschotter kund thäten. Gekritzte Geschiebe finden sich ferner im Hochterrassenschotter bei Straß im Halsbachtal, dessen Gehänge von mächtigen Nagelfulwänden gebildet werden, dergleichen zwischen Tyrlaching und Hocheiter (bei Asten). Bei Traunstein setzt der Hochterrassenschotter die senkrechten Uferwände der Traun zusammen und seine oberen Schichten treten hier mit Moräne mehrfach in Wechsellagerung, so namentlich dicht an der Eisenbahnbrücke am rechten Traunufer und in dem kleinen Thälchen, das von Surberg gegen Traunstein zieht. Das gleiche lässt sich trefflich auch bei Traunwalchen beobachten.






Es lehren uns diese Verhältnisse, dass der Hochterrassenschotter theils jünger, theils älter als die äußersten Moränen der äußeren Zone ist. Da seine Ablagerung kontinuierlich erfolgte, so müssen wir sagen: er ist gleichalterig mit den äußeren Moränen. Da er aus demselben Materiale besteht wie die äußeren Moränen und mit ihnen in einen engen Connex tritt, so ist er ihr Glaciälschotter.

Von den drei Schottersystemen erwiesen sich zwei unzweifelhaft als Glaciälschotter, welche einerseits den äußeren, andererseits den inneren Moränen entsprechen. Das dritte und älteste System, dasjenige des Deckenschotters, besaß eine wesentliche Eigenschaft der Glaciälschotter: es führte erratische Geschiebe. Es ist möglich, dass wir es in dem Deckenschotter mit einem dritten Glaciälschotter zu thun haben; doch fehlt uns bis jetzt die Kenntnis der Moränen, aus denen er entstand. Die drei Schotter sind discordant ineinander eingesenkt, derart, dass der Deckenschotter als der älteste das höchste Niveau einnimmt, der Hochterrassenschotter in Thälern des Deckenschotters, und der Niederterrassenschotter in Thälern des Hochterrassenschotters abgelagert wurde. Die Lagerung der Schotter zu einander ist in unserem Gebiete trefflich auf der Linie von Alt-Ötting nach St. Margarethenberg a. d. Alz zu beobachten. (Fig. 6.)

Fig. 6.



Durchschnitt durch die diluvialen Schotter zwischen dem Inn und der Alz.

T  Tertiär, D  Deckenschotter, H  Hochterrassenschotter N  Niederterrassenschotter, L  Löss.

Horizontalmaßstab 1 : 100.000, Verticalmaßstab 1 : 10.000.

Der Inn schneidet bei Neu-Ötting in Tertiär ein; an seinem Südufer erhebt sich die Niederterrasse bis zu einer Höhe von 40 m über dem Flussniveau. Nach Süden gehend erreicht man den 38 m hohen Steilabfall der Hochterrasse, an deren Fuß das Bad von Alt-Ötting liegt. Es treten hier unter dem Hochterrassenschotter Quellen zu Tage, welche vorrathen, dass das wasserführende Tertiär in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche in Liegenden des Hochterrassenschotters ansteht. Über das leicht gewaltige, lössbedeckte Plateau der Hochterrasse nach Süden weiter schreitend, gewahrt man in der Nähe der Alz eine plötzlich bis zu 35 m Höhe aufsteigende Landstufe, einen Fetzen des Deckenschotters. In steilen Wänden stürzt dieselbe gegen die Alz ab und lässt nur einen schmalen Strich Landes zwischen sich und dem Fluss, der von einer Niederterrasse eingenommen wird. 10 m über der Niederterrasse, deren Niveau volle 59 m unter dem Niveau der Deckenschotterstufe bleibt, treten Quellen zu Tage, und am südlichen Gehänge des Alzthales streicht gerade unter der Kirche von St. Margarethenberg der Flinz, auf dem sie sich sammeln, in gleicher Höhe aus (vgl. Fig. 6). Diese Lagerung der Schotter ist die Regel, wenn auch nicht überall die Configuration des Tertiärs sich so gut beobachten lässt, wie gerade zwischen der Alz und dem Inn.

Es lehren uns diese Lagerungsverhältnisse, dass auf jede der drei Perioden der Schotteraufschüttung eine Periode der Erosion folgte, welche

nicht nur Thäler in die Ablagerungen der vorhergegangenen Thalaufschüttung schnitt, sondern dieselben bis in das Tertiär eintiefte. Zwei Perioden der Thalaufschüttung sind auch Perioden der Moränenbildung auf dem Alpenvorlande. Nachdem der Gletscher die Moränen der äußeren Zone und seine Bäche den Hochterrassenschotter abgelagert hatten, zog das Eis sich zurück. Es folgte eine Periode der Erosion, welche aus dem Hochterrassenschotter die Hochterrassen ausschnitt. Von Ablagerungen der Gletscherbäche aus dieser Zeit haben wir keine Spur auf dem Alpenvorlande, und dieser Umstand lässt uns vermuthen, dass der Gletscher nicht unbeträchtlich zurückgegangen, die Amplitude der Oscillation nicht allzu klein war. Andererseits spricht für eine lange Dauer der Oscillation die Ablagerung des theilweise so mächtigen Lösses und die Auswaschung so tiefer Thäler, wie sie in den Hochterrassenschotter und in die äußeren Moränen einschneiden. Wieder wechselten die Wasserläufe ihre Thätigkeit und begannen Schottermassen aufzuhäufen; es bildete sich der Niederterrassenschotter. Auch diese Periode der Thalaufschüttung fällt mit einer Periode der Moränenbildung zusammen. Der Gletscher zog sich sodann in das Gebirge zurück, zuerst langsam, dann immer rascher und rascher zurückweichend, bis die Eismassen die Dimensionen von heute erreichten. Es schloss sich wieder eine Periode der Erosion an, welche aus dem Niederterrassenschotter die niedrigen Terrassen modelte, die dem Schotter den Namen gaben.

Alle drei Schotterssysteme sind von Eluvialbildungen bedeckt, in deren Mächtigkeit sich deutlich das verschiedene Alter der liegenden Schotter anspricht. Der Niederterrassenschotter besitzt nur eine dünne Schicht Verwitterungslehm über sich, welche selten in kleinen Säcken in den Schotter eingreift. Der Schotter selbst ist meist von frischem Aussehen und unverfestigt; nur ausnahmsweise tritt er, wie am Mattigdurchbruch, als lockere Nagelfluh auf. Alles dieses gilt nicht minder von dem zeitlichen Äquivalent des Niederterrassenschotters, den Moränen der inneren Zone. Der Hochterrassenschotter trägt eine weit mächtigere und complicierter zusammengesetzte Eluvialschicht. Er ist in den obersten Theilen stark verwittert und von gelbem und braunem Verwitterungslehm bedeckt, der manchmal (wie am Bahnhof Steindorf) sich in geologischen Organen 1–2 m tief in den Schotter hinabsenkt. Über diesem Verwitterungslehm, voll von ausgelaugten Kalken, baut sich meist eine Lössschichte von wechselnder Mächtigkeit auf. Der Hochterrassenschotter ist im Salzachgebiete kein Schotter mehr, sondern zu einem Conglomerate verkittet; Ausnahmen von dieser Regel kommen jedoch vor, z. B. bei österreichisch Schützing 3 km nordöstlich von Pischelsdorf. Den gleichen Grad der Verwitterung wie auch der Verfestigung weisen die Moränen der äußeren Zone auf. Weit stärker angegriffen ist der Deckenschotter; auch auf ihm lagert im Hangenden des Verwitterungslehmes Löss, dessen Mächtigkeit wechselt. In den Deckenschotter drängen sich bei Steinberg nächst St. Margarethenberg 6–7 m tief geologische Organen ein, welche an Schönheit den von Penck aus der Umgegend von München beschriebenen nichts nachgeben und nicht minder deutlich den Charakter von Verwitterungs-, nicht aber von Erosionserscheinungen oder Riesentöpfen aufweisen; die Wandungen der Röhren sind rau und zerfressen, und der Verwitterungslehm, der sie erfüllt, führt außer Quarzen und anderen der Verwitterung nicht zugänglichen Gesteinen nur ausgelaugte Kalk. Die Verfestigung des Deckenschotters ist in Salzachgebiete fast ohne Ausnahme eine sehr starke.

Die Mächtigkeit der Schotter wechselt, lässt sich jedoch nur an wenigen Stellen bestimmen, wo das Liegende erschlossen ist. Sie beträgt

für den Deckenschotter bei St. Margarethenberg 43 m, für den Hochterrassenschotter bei Altötting 42 m und für den Niederterrassenschotter bei Gietzing 18 m, bei Burghausen 37 m und bei St. Georgen nächst Altenmarkt 8 m.

Die drei Schotter repräsentieren drei verschiedene Systeme enormer flacher Schuttkegel. Die Spitze des Schuttkegels eines Baches wird durch einen Punkt markiert, von dem nach allen Seiten weg der Kegel abfällt. Diese einheitliche Spitze charakterisiert den einheitlichen Schuttkegel. Von unseren drei Schuttkegelsystemen besitzen zwei keine derartige Einheit, während die dürrigen Reste des dritten keinen sicheren Schluss weder für, noch gegen die Einheit zulassen. Hätten der Hochterrassenschotter und der Niederterrassenschotter je eine einheitliche Spitze in der Mündung des Salzachthales besessen, so müsste dieselbe sich, wenn sie nachträglich erodiert worden wäre, wenigstens annähernd aus den Gefällsverhältnissen der uns erhaltenen Schotterreste rekonstruieren lassen. Das lässt sich jedoch für die zwei jüngeren Schotterssysteme nicht durchführen. Dieselben sind vielmehr oft in Thälern abgelagert, welche ausschließlich dem Alpenvorlande angehören und deren Thalanfang, von dem Gebirgsthale, dem die Schottermassen entstammen, durch die tiefe Depression von Salzburg getrennt, in ganz verschiedener Meereshöhe liegt. In jedem dieser Thäler hat der Schotter ein eigenes selbständiges Gefälle, das eine bald stärker, bald schwächer gekrümmte Curve darstellt. Diese Verhältnisse lassen sich einzig und allein durch locale, den einzelnen Thälern des Alpenvorlandes zu eigen gehörende Wasseradern erklären. Der Widerspruch, dass Gesteinsmaterial, das aus den Alpen stammt, von den Gewässern in Thälern abgelagert wurde, in denen heute kein Alpenfluss strömt und nie geströmt haben kann, erklärt sich durch Gletscher, welche das alpine Gesteinsmaterial aus dem Gebirge herauschafften und den an ihrer Peripherie entspringenden und in den präexistierenden Alpenvorlandsthälern abfließenden Gletscherbächen überantworteten.

Die Niederterrassen und die Hochterrassen repräsentieren die Sohlen zweier alter Thalsysteme. Die Schotteraufschüttung regulierte sich in den einzelnen Thälern nach einem einheitlichen Principe, da alle Gewässer in einem Strome, dem alten Innstrom, gesammelt und weggeführt wurden. Die Masse der Gesteine, welche der Gletscher den ihm entströmenden Gletscherbächen übergab, war so groß, dass dieselben bei der geringen Neigung ihres Bettes nicht alle Gerölle fortschaffen konnten, sondern einen Theil derselben ablagern und so ihr Bett erhöhen mussten. Dort, wo das Gefälle wechselte, ebneten sie sich den Weg durch Aufschütten von Schotter rascher, als es durch Erosion hätte geschehen können. Auch im Hauptstrom, wo das Gefälle am geringsten, wenn auch die Wassermenge am größten war, fand ein starke Thalaufschüttung statt, und eine starke Aufschüttung im Hauptstrombette musste rückwirkend auch die Flüsse der Seitenthäler zum Aufschütten zwingen, welche bei constantem Niveau des Hauptstromes noch einen guten Theil ihrer Gerölle hätten forttransportieren können. Das letztere gilt besonders für solche Thäler, welche wohl Wasser, aber keine mit Gerölle überladenen Gletscherbäche führten. Es zeichnen sich daher diese Thäler gegenüber den von Gletscherbächen durchströmten Thälern, in welchen der Gletscherbach aus eigenem Antriebe schuttkegelartig Gerölle aufhäufte, durch ein verschwindend kleines Gefälle ihres unteren Theiles aus, wie alle Thäler der Tertiärlandschaft, deren Sohle in eine Glacial-schotterterrasse ausläuft. So bildete sich dadurch, dass alle Gewässer

des Alpenvorlandes theils freiwillig, theils gezwungen ihr Bett durch Schotteranhäufung erhöhten, ein Thalsystem aus, dessen Gefällsverhältnisse dem Endziele, dem alle Gewässer nachstreben, sehr nahe kommen, näher als es je durch Erosion erreicht werden kann, da die letztere durch den Wechsel der Härte des Gesteines stark modificiert wird. In den Hochterrassen und den Niederterrassen sahen wir Reste der Sohlen dieser zwei alten Thalsysteme. Nachdem jedes der zwei alten Stromsysteme sein Bett bis zu der Höhe, in welcher wir heute die Terrassen finden, aufgeschüttet hatte, folgte je eine Periode der Erosion, welche die alten Thalsohlen zum Theile außer Function setzte. Die Oberflächen der alten Thalsohlen, welche durch das Niveau der Hochterrassen und der Niederterrassen markiert werden, sind heute zwar stark zerstückelt, lassen sich jedoch aus den erhaltenen Resten ohne weiteres reconstruieren, sodass wir das ganze Thalsystem, wie es beim Abschlusse der Aufschüttungsperiode war, wieder herzustellen vermögen.

Vergleichen wir die Gefällsverhältnisse der durch die Hochterrassen und die Niederterrassen repräsentierten Thalsysteme mit dem Gefälle der heutigen Erosionsthäler, so erkennen wir, dass das letztere durchweg kleiner ist. So hat das Salzachthal von dem Durchbruch bei Numreut bis zur Salzachmündung ein Gefälle von 0.7‰ , das Innthal zwischen Mühlendorf und Braunau ein solches von 1.1‰ , das alte Thalsystem des Niederterrassenschotterers hingegen auf den gleichen Strecken ein Gefälle von 3.4 und 2.8‰ , das alte Thalsystem des Hochterrassenschotterers ein solches von 4.3 und 1.5‰ .

Die Darstellung der Gefällsverhältnisse der Terrassen (Tafel II) bringt deutlich zum Ausdruck, dass das Gefälle aller Thäler der zwei alten Thalsysteme ein durchaus normales auch heute noch ist, obwohl deren Terrassen seit Beginn der unmittelbar auf die Schotterbildung folgenden Erosionsperioden den Wirkungen des fließenden Wassers entzogen sind. Überall wird das Gefälle der alten Thäler größer, je mehr man sich dem oberen Theile derselben nähert; zum Unterlaufe hin nimmt es regelmäßig ab, und zwar sowohl beim Niederterrassenschotter als auch beim Hochterrassenschotter. Drei kleine Ausnahmen von dieser Regel finden sich an Stellen, wo mehrere große Thäler sich vereinigen. So steigt das Gefälle des Niederterrassenschotterers an der Mündung des Alzthales in das Inntal von 2.5 für eine kurze Strecke auf 3.8‰ und dasjenige des Hochterrassenschotterers von 3.0 auf 3.3‰ . Von diesen drei Ausnahmen abgesehen finden wir in den größeren Thälern überall thalabwärts eine regelmäßige Abnahme des Gefälles.

Wären Niveauveränderungen nachträglich, nachdem die Erosionsperiode bereits begonnen hatte, durch Hebung oder Senkung in unserem Gebiete veranlasst worden, so müssten sich dieselben in einer Störung des Gefälles der Hochterrassen und der Niederterrassen aussprechen. Wäre etwa der südliche Theil des Alpenvorlandes gegenüber dem nördlichen gesunken, oder der nördliche gegenüber dem südlichen emporgestiegen, so müsste das Gefälle der Schotterflächen vermindert oder gar umgekehrt worden sein. Wir können, gestützt auf die Gefällsverhältnisse der Schotter, aussprechen, dass eine wesentliche Veränderung der relativen Höhenverhältnisse durch Bewegung der Erdkruste seit der Ablagerung des Hochterrassenschotterers und der gleichälteren äußeren Moränen im Alpenvorlande des Salzachgebietes nicht stattgefunden hat.

ACHTES CAPITEL.

Isolierte Schotter und Conglomerate im Moränengebiete des Alpenvorlandes.

Der Schotter bei Laufen; derjenige am Wallersee und Trunersee. Junges Aussehen desselben. Ältere Conglomerate. Die lockeren Schotter und Conglomerate durch ihr Niveau als Niederterrassenschotter, die älteren, festen Conglomerate wahrscheinlich als Hochterrassenschotter charakterisiert. Discordanz zwischen dem Niederterrassenschotter und den hangenden Moränen. Rundbuckelformen. Zugerandete Moränenhügel bei Laufen (Drumlins?). Das Mönchsbergconglomerat bei Salzburg. Ähnliche Vorkommnisse bei Reichenhall und zwischen Salzach und Waginger See. Charakterisierung dieser Conglomerate durch Einfallen der Schichten. Das große diluviale Salzburger Delta.

Nachdem wir uns mit den Niveauverhältnissen der drei Schotterssysteme vertraut gemacht haben, können wir an die Beantwortung einer oben nur angedeuteten Frage treten. Mehrfach sahen wir den Niederterrassenschotter und in noch größerer Ausdehnung den Hochterrassenschotter in Liegenden der inneren, beziehungsweise der äußeren Moränen auftreten, deren fluviatile Äquivalente sie sind. Diese Partien müssen beim Herannahen des Gletschers aufgeschüttet worden sein. Unsere Aufgabe wird es sein, nach ausgedehnteren Spuren dieser beim Herannahen der Vergletscherung abgelagerten Schotter im Moränengebiete zu suchen. Da dieselben nach ihrer Ablagerung vom Gletscher erreicht und überschritten wurden, so sind sie von postglacialen Schottern dadurch unterschieden, dass in ihrem Hangenden Moräne auftritt.

Eine ausgedehnte Schotterfläche hat sich unter Moränen zwischen dem Oichtener Thale, dem Ibmee Moos, dem südlichen Theil der Thalweitung von Tittmoming und der Sur erhalten (siehe Karte I und II). Dasselbe wird von der Salzach in einem tiefen Thale bei Laufen durchschnitten und dadurch in zwei Stücke zerlegt, deren westliches in seinem Umfange nicht genau zu bestimmen ist, jedoch sich mindestens bis an den Waginger See und Saaldorf fortsetzt. In der Südostecke des Gebietes findet sich Schotter der Moräne überlagert, im Thale der Fischach und am Südende des Wallersees, ebenso ferner bei Ober-Trum und Zellhof in der Nähe der Mattseer Seengruppe bloßgelegt. Alle diese zum Theile sehr ausgedehnten Schotterreste haben ein frisches, verhältnismäßig junges Aussehen mit dem Niederterrassenschotter gemein; nur stellenweise, wie bei Laufen, ist der Schotter zu einer Nagelfluh verfestigt, welche baulichen Zwecken dient.

Es unterscheiden sich diese Vorkommnisse deutlich von anderen ganz vereinzelt kleinen Schotterresten, welche mit einer starken Verfestigung ein altes Aussehen verbinden. Ein alter Nagelfluhrest krönt nördlich von Michaelbeuren den Lielouberg und überragt hier das Niveau

des oben erwähnten Schotterfetzens, der bei Dorfbeuren aufgeschlossen ist, um volle 80 m. Am Wallersee haben sich bei Weng und bei Zell zwei isolierte Reste einer alten, zum Theil stark eisenschlüssigen Nagelfluh erhalten, welche durch ihre Verfestigung sehr deutlich von dem weiter südlich aufgeschlossenen Schotter unterschieden und als älter gekennzeichnet ist; eine gleiche Ablagerung findet sich bei Lanzing östlich von Tittmoning.

Der Beweis, dass alle lockeren Schotter dem Niederterrassenschotter zuzurechnen sind, lässt sich nicht stratigraphisch durch continüierliches Verfolgen erbringen, da der Schotter überall in der Zone der Endmoränen unter diesen ganz vergraben ist — noch weniger jedoch der Beweis, dass die isolierten Nagelfluhreste dem Hochterrassenschotter oder dem Deckenschotter angehören. Wir erinnern uns, dass unter den äußeren Moränen Hochterrassenschotter aufrtritt, und zwar in solcher Ausdehnung, dass er als das gewöhnliche Liegende derselben bezeichnet werden darf (siehe S. 75. Fig. 5 und geolog. Karte). Er lässt sich unter den äußeren Moränen mehrfach auf eine Entfernung von 8–10 km verfolgen, bis er unter den Moränen der inneren Zone verschwindet. Dass wir ihn überhaupt soweit beobachten können, verdanken wir den tiefen Thälern, welche das Gebiet der äußeren Moränen nach allen Richtungen hin durchfurchen. Solche tiefe Thäler fehlen jedoch der Zone der inneren Moränen. Da nun der Niederterrassenschotter die gleichen Beziehungen zu den inneren Moränen aufweist wie der Hochterrassenschotter zu den äußeren, so dürfen wir annehmen, dass der Niederterrassenschotter im Liegenden der inneren Moränen eine entsprechende Verbreitung besitzt, wie der Hochterrassenschotter im Liegenden der äußeren Moränen.

In der That gelingt es an der Salzach den großen Schotterfetzen von Laufen bis in die Nähe des unter die Endmoränen einschliessenden Niederterrassenschotters zu verfolgen (siehe geol. Karte) und so die Identität dieses Schotters mit dem Niederterrassenschotter zum mindesten äußerst wahrscheinlich zu machen. Die Zusammensetzung des Schotters stimmt im ganzen Moränengebiet, selbst bis auf den Wechsel in der Urgebirgsführung, mit der Zusammensetzung der Moränen und des Niederterrassenschotters überein. Diese Eigenschaft theilen die Schotterfetzen noch mit den beiden anderen Schotterssystemen des Alpenvorlandes. Allein jene zwei anderen Schotter, der Hochterrassenschotter und der Deckenschotter, zeichnen sich gegenüber dem Niederterrassenschotter durch eine starke Verfestigung aus, welche der fragliche Schotter im Moränengebiet nicht besitzt, und befinden sich außerhalb der Moränen überall in höherem Niveau als der Niederterrassenschotter. Da wir gesehen haben, dass eine Bodenbewegung des Salzburger Alpenvorlandes seit der Ablagerung des Hochterrassenschotters nicht stattgefunden hat, so dürfen wir die Niveauverhältnisse zur Feststellung der Identität der Schotter außerhalb und innerhalb der Moränenzone herbeiziehen. Es zeigt sich, dass die fraglichen Schotter des Moränengebietes auch ihrem Niveau nach nicht mit den beiden älteren zu Nagelfluh verfestigten Schottern, sondern einzig und allein mit dem Niederterrassenschotter parallelisiert werden können. Und zwar entspricht das Niveau des großen Schottercomplexes um Laufen demjenigen des Niederterrassenschotters nördlich des Salzachdurchbruches unterhalb Tittmoning, hingegen dasjenige der Schottermassen im Gebiete der Mattseer Seen und des Wallersees dem Niveau des Niederterrassenschotters nördlich dieser Seen.

Es mag auf den ersten Blick befremdlich erscheinen, dass jene zwei ausgedehnten Schottervorkommnisse unter einander nicht in ihrem

Niveau übereinstimmen, sondern dass die Oberfläche des Schotter im Osten 50–70 m über derjenigen des Schotter im Westen liegt. Doch erklärt sich dieser scheinbare Widerspruch dadurch, dass beide Schottermassen gleichzeitig, aber von zwei verschiedenen Gletscherströmen abgelagert wurden, welche dem Gletscher, als er das Centrum des Salzburger Beckens bereits erfüllt hatte, an verschiedenen Stellen und entsprechend der präglacialen Gestaltung des Bodens in verschiedener Meereshöhe entquollen, entspringen ja doch auch heute, um nur ein Beispiel zu nennen, dem Obersulzbachgletscher in den Hohen Tauern zwei Bäche in etwas verschiedenem Niveau, welche, zum Theile durch den Gletscher selbst und weiter thalabwärts durch einen Felsbuckel gehindert sofort zusammenzuströmen, erst 150 m tiefer, unterhalb des Gletscherendes ihr Wasser vereinigen.

Nicht so sicher, wie beim Niederterrassenschotter, gelingt die Parallelisierung der Nagelfluhorkomplexe mit einem der beiden älteren Schotter und ich möchte daher deren Stellung offen lassen. Da ihre Zugehörigkeit zu dem Hochterrassenschotter dem Niveau nach mir wahrscheinlicher ist, so sind sie auf der geologischen Karte mit der Farbe des letzteren eingezeichnet.

Fig. 7.



Profil durch das Thal der Fischach bei deren Ausfluss aus dem Wallersee.

N Niederterrassenschotter; A Grundmoräne; P postglaciale Seeausfüllung.

Horizontalmaßstab 1 : 25000, Verticalmaßstab 1 : 5000.

Die Lagerungsverhältnisse des Niederterrassenschotter sind im Moränengebiet ganz andere als außerhalb desselben. Wir hatten gesehen, dass derselbe außerhalb der Moränen auf die Thäler beschränkt ist, in denen er bald niedrige Terrassen, bald die Thalsohle bildet. Innerhalb der Moränenzone fehlt der Niederterrassenschotter in den großen, mit Grundmoräne ausgekleideten Becken und beckenförmigen Thälern; er bildet vielmehr deren Ufer und setzt die Höhenrücken zwischen dem Oichtener Thale und dem Imer Moos, sowie zwischen dem letzteren und dem Titmoninger Becken zusammen und theiligt sich an dem Aufbau der Hügel zwischen Laufen und dem Waginger See. Überall wird er von Grundmoräne discordant abgeschnitten, sodass er unter derselben am Gehänge ausstreicht, wie das vorstehende Profil zeigt.

Außerst typisch für das Vorkommen des Niederterrassenschotter im Moränengebiet ist die Gegend zwischen Laufen und dem Imer Moos, sowie das Gebiet zwischen dem unteren (südlichen) Ende des Waginger Sees und der bayerischen Grenzstation Freilassing. Es tritt der Schotter hier in Rundhöckern auf, in echten »roches moutonnées«, welche in der Richtung der einstigen Gletscherbewegung in die Länge gezogen sind (vgl. geol. Karte). Selbst mitten aus der weiten Fläche des Bührmooses nördlich von Laufen tauchen derartige zugerundete Schotterhöcker auf. Da regelmäßige horizontale Schichtung und Beschaffenheit der Gerölle des Schotter, das Fehlen jeglicher gekritzten Geschiebe

jeden Gedanken an eine locale Aufschüttung desselben unter dem Gletscher in der Form, inder er heute auftritt, ausschließt, so müssen wir auf eine einst weit ausgebreitete Decke desselben schließen, welche durch eine starke Erosion zerstückelt wurde. Die Erosionsformen ihrerseits wie die hangende Grundmoräne lehren uns, dass das erodierende Medium hier das Gletschereis war.

Durchaus verschieden von diesen, auf die dem Salzburger Becken näher gelegenen Gebiete beschränkten, zugerundeten Schotterterren sind andere Vorkommnisse gleichfalls in der Gegend von Laufen. Es treten hier zwischen dem Schönramer Filz und dem Haarmoos, ferner vor allem zwischen dem Abtsdorfer See und der Salzach bei Friedorfing kleine Hügel mit elliptischer, von Südost noch Nordwest gestreckter Grundfläche auf, welche jene eigenthümliche, gestricke Anordnung zeigen, wie sie als charakteristisch für die »Drumlins« in Nordamerika von W. M. Davis geschildert wird.¹⁾ Auch die äußere Form der einzelnen Hügel, sowie die Zerrung der Grundfläche in der Richtung der früheren Gletscherbewegung haben jene Vorkommnisse mit den »Drumlins« gemein. Allein nicht so vollständig stimmt ihre Zusammensetzung: sie bestehen nicht sowohl, wie von den »Drumlins« mit besonderem Nachdruck hervorgehoben wird, ausschließlich aus Grundmoräne, sondern vielmehr meist aus einem unregelmäßig geschichteten, öfters gegen Süd bis Südost, also in einer der Gletscherbewegung entgegengesetzten Richtung fallenden Kies, der gekritzte Geschiebe führt und auch mehrfach mit schlammigen Lagen wechsallagert. Es scheint ihre Structur mehr oder weniger derjenigen der Endmoränen zu entsprechen, ihre Form und Anordnung hingegen derjenigen der Rundbuckel. Ich glaube nicht zu irren, wenn ich dieselben für Endmoränen halte, die beim Vorrücken der Eismassen abgelagert, später vom Gletscher überschritten und analog dem Glacial-schotter (siehe oben) stark abgenutzt und zu »roches moutonnées«, jenen charakteristischen Formen der Glacialerosion, umgemodelt wurden.

Die den Drumlins ähnlichen Ablagerungen ausgenommen, sind alle oben behandelten Schotter und Conglomerate deutlich horizontal geschichtet. Dieser Regel schließen sich sechs Vorkommnisse von Nagelfluh im voralpinen Gebiete nicht an, welche vielmehr ein deutliches Fallen der Schichten in einer bestimmten Richtung zeigen.

Aus der Salzburger Ebene erheben sich theils in unmittelbarer Nähe der Stadt, theils in der Stadt selbst drei isolierte Hügel: der Capucinerberg, ihm gegenüber auf dem linken Salzachufer der langgedehnte Rücken des Festungsberges und des Mönchsberges, sowie der Rainberg und südlich von Salzburg der Schlossberg von Hellbrunn. Während das Gestein des Capucinerberges dem Hauptdolomit angehört, wird der mit dem Festungsberg orographisch zusammenhängende Mönchsberg, ferner der Rainberg und der Hellbrunner Schlossberg, wie der Hügel von Morzg von einem weit jüngeren Conglomerat gebildet. Dasselbe ist gut verfestigt und wird am Rainberg in großen Steinbrüchen gebrochen. Beiweitem die größte Menge der Gerölle entstammt den Kalkalpen, doch sind die Gerölle aus den Centralalpen durchaus nicht selten. Charakteristisch für das Mönchsbergcongglomerat ist das Vorkommen zahlreicher eisenschüssiger Gerölle und Sandkörner, welche dem Conglomerat ein gelbpunktiertes Aussehen geben. Die deutlich ausgesprochene Schichtung fällt, wie trefflich in dem durch den Mönchsberg gebrochenen Neuthor zu erkennen

¹⁾The Distribution and Origin of Drumlins. American Journal of Sc. vol. XXVIII. 1884, S. 407—416; ferner ebenderselbe in Science vol. IV, 1884, S. 418—420.

ist, unter 20—25° gegen West und stellenweise gegen Westnordwest und bei Hellbrunn dem Anschein nach fast ganz gegen Nord. ¹⁾ Nach einer hangenden Schicht des Conglomerates wurde vergeblich gesucht. Überall tritt das Conglomerat zu Tage, und auch nicht ein Fetzen von Moräne hat sich erhalten. Sonderlich befremden kann dieser Umstand nicht, da der Mönchsberg und der Rainberg seit uralter Zeit als Festen bewohnt und befestigt sind, und ihnen große Massen von Bausteinen von jeher entnommen wurden, sodass wir in ihnen nicht mehr natürlich geformate, sondern von Menschenhand stark verunstaltete Hügel vor uns haben.

Ein Conglomerat, das, wie schon Keferstein erkannte ²⁾, manche Eigenschaften mit dem Mönchsbergconglomerate theilt, bildet bei Reichenhall die Höhe, auf welcher sich dicht bei der Stadt die Ruine Gruttenstein erhebt. Es zeichnet sich das Conglomerat durch das Führen von besonders zahlreichen Urgebirgsgeröllen aus, welche weit über die Kalkgerölle vorherrschen, während sie heute in der Saalach zurücktreten. Die Schichten des Conglomerates fallen unter 20° gegen Nordost und stellenweise gegen Ost. Ob auch das am Westfuß des Teisenberges gelegene Conglomerat von Anger hieher zu stellen ist, erscheint noch fraglich. Bei meinem Besuche desselben gelang es mir nur horizontale Schichten zu beobachten. Allein Herr Prof. Dr. Penck fand in neuester Zeit einen mir unbekannt gebliebenen Aufschluss dicht am Bach, in welchem die liegenden Partien ähnlich den Schichten des Gruttensteiner Conglomerates einfallen. Ob dieses Einfallen ganz local ist oder auf größere Ausdehnung sich erstreckt, konnte nicht constatirt werden.

Ältere, zum Theil sandsteinartige Conglomerate finden sich im Liegenden der Moränen zwischen dem Waginger See und der Salzach sowie bei Weildorf und nehmen hier wesentlichen Antheil an der Zusammensetzung der Höhenrücken. Das Conglomerat zwischen dem Waginger See und der Salzach ist bei Steinmasl, bei Dürnberg, bei Abtsdorf und Osing aufgeschlossen und führt besonders am letzteren Orte zahlreiche Quarzgerölle; bei Steinmasl enthält es auffallend viele Feldspatbrocken und erscheint als Arkose. Die Schichtung fällt bei Steinmasl unter 10° gegen N 30° O, bei Dürnberg unter 20° gegen N 65° O, bei Osing gleichfalls unter 10° gegen N 50° O und bei Weildorf schwach gegen N 40° W. Alle diese sechs Vorkommnisse unterscheiden sich von sämtlichen diluvialen Conglomeraten, welche wir bisher kennen gelernt haben, durch das Fallen ihrer Schichten nach einer bestimmten, bei Reichenhall und Salzburg an Ort und Stelle etwas wechselnden Richtung. Wenn daher Fugger ³⁾ das Mönchsbergconglomerat mit den horizontal geschichteten Conglomeraten vom Walsert Berg an der Saalach und von Frankenmarkt an der Vöklä im Gebiete der östlichen Traun parallelisiert, so können wir ihm darin nicht beistimmen.

Von jeher ist die Stellung des Mönchsbergconglomerates strittig gewesen. Beschrieben wurde dasselbe zuerst von L. v. Buch ⁴⁾; Morlot erklärte es für älteres Diluvium ⁵⁾; Lipold hingegen glaubte dasselbe zu den Gosauconglomeraten stellen zu müssen ⁶⁾, obgleich die letzteren bei Salzburg ausschließlich Kalkgerölle führen, während v. Köchel dasselbe für

¹⁾ Das Schlossberg von Hellbrunn, der sich im Wildpark befindet, ist in Abwesenheit des Wächters unzugänglich, sodass ich trotz zweimaligen Besuches das Fallen der Schichten nur aus der Entfernung schätzen konnte.

²⁾ »Deutschland.« Bd. IV, S. 425.

³⁾ »Untersberg«, Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereines, 1880.

⁴⁾ »Beobachtungen auf Reisen.« I, S. 198.

⁵⁾ »Erläuterungen zur geol. Karte der nordöstlichen Alpen.« 1847, S. 68 und 71.

⁶⁾ Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1861, Heft I, S. 22.

NEUNTES CAPITEL.

Isolierte Schotter und Conglomerate im Gebirge.

Conglomerate und Schotter der hohen Terrasse zwischen Bischofshofen und Taxenbach. Schotter des Klein-Arthales, Fritzhales und Mühlbachthales. Gekritzte Geschiebe darin. Schotter bei Abtenau und Kitzbichl mit erraticen Geschieben. Schotter von Fieberbrunn. Glacialschotter im Gebiete der Saalach und im Berchtesgadener Land. Das präglaciale Ramsauer Conglomerat. Glacialschotter bei Hallein und Reichenhall. Gefälle des Glacialschotters im Gebirge. Das Conglomerat am Glaserbach wahrscheinlich Hochterrassenschotter. Discordanz zwischen dem Schotter und den hangenden Moränen. Erosion des Schotters durch das Eis. Postglaciale Schotterterrassen zwischen Schwarzach und Werfen an der Salzach. Vertiefung des Pass Lueg in postglacialer Zeit.

Penck schildert aus dem Innthale ausgedehnte Schotter, welche mit Moränen in Connex treten und beim Herannahen der Vergletscherung von den Gletscherflüssen abgelagert wurden.¹⁾ Auch im Salzachthale finden wir analoge Schotterterrassen in bedeutender Mächtigkeit und ansehnlicher Verbreitung (siehe Karte I). Wir haben bereits gelegentlich der Besprechung der interglacialen Profile das Conglomerat von Bischofshofen erwähnt, welches die Terrasse von Buchberg zusammensetzt und thalabwärts bis oberhalb Pfarr-Werfen zu verfolgen ist. Gehen wir die Salzach aufwärts, so finden wir bei St. Veit dasselbe Conglomerat wieder, wenn es sich auch hier nicht so wesentlich am Aufbau der Terrasse beteiligt, sondern nur in kleineren Resten erhalten ist. Solche spärliche Reste sind auch weiter im Westen aus der Umgebung von Goldegg und im unteren Dientenbachthale, Eschenau gegenüber, zu erwähnen. Dasselbe Conglomerat, das jedoch hier sehr locker und schotterig entgegen tritt, bildet die weite Terrasse von Embach, die sich am rechten Salzachufer zwischen Taxenbach und Lend hinzieht. Der Schotter, dessen sandige Partien Gold enthalten und in früheren Zeiten auf Gold abgebaut wurden²⁾, nimmt Theil an der Embacher Plaike (Bergrutsch), welche vor etwa 100 Jahren niederging und mehrere Bauernhöfe verschüttete. Jährlich rutschen im Frühjahr und nach anhaltendem Regen oben an der fast 400 m über dem Niveau der Salzach gelegenen Abbruchstelle Theile des Schotters und der ihn in großer Mächtigkeit überlagernden Moräne ab, sodass von Jahr zu Jahr das Areal des oben auf der Terrasse gelegenen Dorfes Berg kleiner und kleiner wird und das Dorf selbst dem Abgrunde näher rückt. — Weiter stromaufwärts gelang es mir nicht im Salzachthale Schotterterrassen in größerer Ausdehnung zu finden, sie fehlen im ganzen Ober-Pinzgau.

¹⁾ Vergletscherung der Deutschen Alpen. S. 152.

²⁾ Wagner, »Geologische Verhältnisse des Tunnels am Unterstein.« Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1879. S. 495.

Die Schotterablagerungen des Pongaus sind keineswegs auf das Hauptthal beschränkt, sondern ziehen sich auch in manche Seitenthäler hinein — so in das Klein-Arththal bis Wagrein, in das Mühlbachthal bis Mühlbach und in das Fritzthal bis Eben nächst Oberndorf. Da sie sich zum Hauptthale senken, wurden sie nicht etwa von dem letzteren aus in die Seitenthäler hineingebaut, wie es Penck aus der Gegend des Achensees und der Brandenburger Ache im Innthale schildert¹⁾, sondern verdanken ihre Entstehung selbständigen Zuflüssen der alten Salzach. Sie setzen sich dementsprechend aus den Gesteinen der näheren Umgebung zusammen, Gneiß und Serpentin fehlt z. B. dem Schotter des Klein-Arthales ganz, während im Schotter des Fritzthales ein vereinzelt Gneißgerölle gefunden wurde. Erst an der Mündung des letzteren in das Salzachthal stellen sich Gesteine aus den westlicher gelegenen Tauernthälern, dem Gasteiner und dem Rauriser Thal, in großer Zahl ein. Die unteren Partien dieser Schotter des Fritzthales, die bei Hütttau in großartigen Wänden aufgeschlossen sind, schießen bei Eben unter die postglacialen Alluvionen ein, welche den versumpften Thalboden von Radstadt bilden, und nur einige kleine Fetzen erscheinen nach A. Böhm²⁾ an den unteren Gehängen des Thales. Weiter thalabwärts treten sie im Ennsthale wieder in größeren Partien auf und senken sich hier gegen Ost. Da sich nun die Schotter im Fritzthal nach Westen senken, also in einer Richtung, welche der Richtung der Erniedrigung der Ennsthalschotter direct entgegengesetzt ist, und die Wasserscheide zwischen Enns und Fritzbach bei Eben auch heute noch von diesem Schotter gebildet wird, so müssen wir auf eine Bifurcation bei Ablagerung des Schotters schliessen, derart, dass die Wasser des Flachauer Grabens (obersten Ennsthales) theils durch das Fritzthal nach Westen, theils durch das Ennsthal nach Osten strömten. Ob nicht vielleicht der Flachauerbach, der heute als Quellbach der Enns betrachtet wird, vor Ablagerung des Schotters überhaupt ganz der Salzach tributär war und erst in Folge der durch die Aufschüttungen im Bett entstehenden Bifurcation und der späteren Gletschererosion (siehe unten) in das Gebiet der Enns abgelenkt wurde, muss dahingestellt bleiben. Wäre dem so, so hätten wir hier das Beispiel einer Verschiebung der Wasserscheide durch Schotteranhäufung und nachfolgende Erosion.

Der Aufbau dieser Schotter entspricht demjenigen der Innthalterrasse bei Innsbruck; auch hier sind die unteren Partien, wie besonders gut bei Bischofshofen zu sehen ist, mehr sandig, die oberen mehr schotterig; doch tritt der Sand im Schotter des Salzachthales stark zurück, während die Terrassen bei Innsbruck vorwiegend aus demselben bestehen.³⁾ Als eine Ausnahme scheint die Beobachtung dazustehen, dass auch in den oberen Partien des Schotters von Embach mächtige Sande zum Theil mit unregelmäßiger schräger Schichtung auftreten, die jedoch an kein bestimmtes Niveau geknüpft zu sein scheinen.

Alle diese Schottermassen treten nicht unmittelbar bis an die Oberfläche des alten Thalbodens heran, den sie bilden, sondern werden von Moränen überlagert. Sie sind präglacial in Bezug auf die letzteren, und, da sie mit ihnen in jenen Connex treten, den wir bei jedem Glacial-schotter erkennen, und bei Bischofshofen und nach A. Böhm⁴⁾ auch

¹⁾ »Vergletscherung.« S. 157 ff.

²⁾ »Die alten Gletscher der Enns und Steyr.« Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1885. S. 500.

³⁾ Penck, »Vergletscherung.« S. 154 ff.; J. Blaus, »Glacialformation im Innthal I.«

⁴⁾ A. a. O. S. 519.

im Fritzthal bei Hüttau in ihren obersten Partien gekritzte Geschiebe führen, so dürfen wir dieselben als Glacialschotter ansprechen, abgelagert beim Herannahen der Vergletscherung. Eine Bestätigung dieser unserer Ansicht finden wir in den Ablagerungen des Beckens von Abtenau und desjenigen von Kitzbichl. Auch hier treten Schotter und Conglomerate unter den mächtigen Moränen, welche die beiden Thalweitungen erfüllen, auf. Von Annaberg an lassen sich dieselben mit wenigen Unterbrechungen bis dicht an die Mündung des Lammerbaches in die Salzach verfolgen. Sie führen hier im Becken von Abtenau inmitten der ausschließlich aus triassischen und posttriassischen Gesteinen zusammengesetzten Gebirgsstücke erratische Silurschiefer und Phyllite, deren Heimat südlich des Sattels von St. Martin, der das Lammerthal gegen Süden abschließt, zu suchen ist. Diese erratischen Geschiebe können aber über die Wasserscheide nur von einem Gletscher herübergeschafft worden sein. So müssen wir schließen, dass die Ablagerung des Schotters im Lammerthal erst vor sich ging, als die Eismassen bereits den Sattel von St. Martin zu überschreiten begannen; es ist mithin der Schotter des Abtenauer Beckens ein Glacialschotter. Auch im oberen Chiemsee-Achenthal stellen sich wenig oberhalb Kitzbichl Schotter ein, welche hier in dem Thale eines Baches, in dessen Gebiet nirgends Urgebirge ansteht, zahlreiche erratische Gneiß- und Glimmerschiefergerölle führen, und in deren Hangendem die mächtigen Moränenablagerungen des Kitzbichler Beckens auftreten. Es können auch diese Schotter, welche bei dem kleinen Bad südlich von Kitzbichl, ferner an der von diesem Orte gegen Norden führenden Straße mehrfach entblößt sind, nur als Glacialschotter zu einer Zeit gebildet worden sein, als die Eismassen bereits aus dem oberen Salzachthal über den Pass Thurn nach Norden überzufießen begannen.

Bei St. Johann in Tirol vereinigt sich mit dem Thale der Kitzbichler Ache, die als Hauptquellfluss der Chiemsee-Ache angesehen werden darf, das von Osten herabziehende Thal der Pillersee-Ache, welches dem oben bereits mehrfach erwähnten Thalzuge angehört, der das Innthal, das Chiemsee-Achenthal, das Saalachthal und das Salzachthal mit einander in Verbindung bringt. Auch hier treffen wir bei Fieberbrunn einen Schotter im Liegenden der Moränen, welcher jedoch nur eine Mächtigkeit von 10 m erreicht und sich gegen Westen, St. Johann in Tirol zu, senkt. Da in diesem Schotter sich mehrfach Gneiß- und Serpentergerölle finden, welche dem Thale der Pillersee-Ache gänzlich fremd sind und aus den Tauernthälern stammen, so dürfen wir schließen, dass auch er ein Glacialschotter ist und von Gletscherwasser abgelagert wurde. Da er sich gegen Westen, also zum Hauptthale hin senkt, so müssen diese Gletscherwasser von Osten gekommen sein, d. h. sie entströmten dem Saalachgletscher, als derselbe bei Saalfelden die Höhe der Wasserscheide gegen das Thal der Pillersee-Ache, den Sattel von Hochfilzen, erreicht und überschritten hatte. Bei St. Johann vereinigte sich dieser Gletscherstrom mit den dem anwachsenden Chiemsee-Achengletscher entströmenden Eiswasser und lagerte hier jene Schotter ab, welche nördlich von Kitzbichl und im Thal der Reitner Ache aufgeschlossen sind. Die geringe Mächtigkeit des Schotters bei Fieberbrunn erklärt sich aus der Kürze der Zeit, während welcher hier überhaupt eine Schotteranhäufung stattfinden konnte: sie begann, als das Eis im Saalachthale die Höhe des Sattels von Hochfilzen erreichte und hörte auf, als die sich hier gegen Westen abzweigende Gletscherzunge das Gebiet von Fieberbrunn betrat, d. h. nach einem Vorstoß der Eismassen um nur 7 km.

In der unmittelbaren Nachbarschaft von Kitzbichl lernten wir bereits bei Besprechung des interglacialen Profiles von Kitzbichl (S. 69) ein altes interglaciale gestelltes Conglomerat kennen. Ob jedoch dieses interglaciale gestellte Conglomerat identisch mit dem eben geschilderten Glacialschotter ist, oder aber jener localen, ausschließlich aus Thonschiefer und Grauwackengeröllen zusammengesetzten Bildung angehört, welche in dem Eisenbahneinschnitt gleich südlich der Stadt Kitzbichl bloßgelegt ist, vermag ich nicht zu entscheiden, da ich jenes Profil, welches nur im Bergwerk sichtbar ist, nicht untersuchen konnte.

Viel weiter thalabwärts erscheint Niederterrassenschotter gleich unterhalb der Enge, in welcher die Chiemsee-Ache aus dem Leukenthal in das Kössener Becken übertritt; es setzt derselbe hier die Landzunge zwischen dem Weißlofer Bach und der Chiemsee-Ache zusammen, während die benachbarten weit niedrigeren Terrassen des Kössener Beckens als postglaciale Bildung zu betrachten sind.

Weit spärlicher treten Glacialschotter im Gebiete der oberen und mittleren Saalach auf; ein Vorkommnis bei Stoß nächst Saalfelden, ein solches im Schoberweißbach- (Maierberg-) Graben bei Lofen und die stark verwitterten Conglomerate, welche die Terrasse des Mortelbauergutes bei Unken zusammensetzen¹⁾, sind Überreste derselben und auch der Schotter in der Nähe der Wasserscheide zwischen dem Weißbach und dem Thumsee (bei Reichenhall), den bereits Gumbel erwähnt²⁾, dürfte hierher zu ziehen sein. Urgebirgsgerölle in diesen Ablagerungen lassen auf ein Stromsystem schließen, das von demjenigen der heutigen Saalach abweicht, deren Gebiet nirgends bis in das Urgestein zurückgreift.

Auch im Berchtesgadener Land treten Conglomerate unter Moränen auf, welche sich als Glacialschotter erweisen, wie das Flussgerölle am Weg nach Hallein.³⁾ Gänzlich verschieden von ihnen ist jedoch das sogenannte Ramsauer Mühlstein-Conglomerat in der Ramsau, welches bei seinem außerordentlichen Reichtum an Urgebirgsgeröllen nur von einem geraden Wege aus den Centralalpen kommenden Strom abgelagert worden sein kann. Gumbel's geologische Karte des bayerischen Alpengebirges verzeichnet das Conglomerat als Quartär. Es ist älter als die Moränen des Berchtesgadener Landes, welche Geschiebe desselben enthalten. Allen Glacialablagerungen des Berchtesgadener Beckens fehlen Urgebirgseschiebe, welche nicht dem Conglomerate entstammten. Es hat daher wenigstens während der letzten Epoche der Diluvialzeit bereits dieselbe Abgeschlossenheit des Berchtesgadener Landes existiert wie heute. Da das Ramsauer Conglomerat die Ablagerung eines Flusses ist, der in den Centralalpen seine Quellen hatte, und andererseits ein Geschiebetransport aus dem Saalachthal in das Berchtesgadener Land während der Eiszeit nicht mehr stattfand (vgl. S. 18), so müssen sich seit der Bildung des Conglomerates die orographischen Verhältnisse wesentlich geändert haben, können wir doch nicht einmal mit Sicherheit sagen, auf welchem Wege der Fluss das Berchtesgadener Land betrat und auf welchem Wege er es verließ. Da sich irgend ein Zusammenhang des Conglomerates mit den Vorgängen der Eiszeit nicht nachweisen lässt, muss seine Stellung fraglich bleiben.⁴⁾

¹⁾ Vgl. auch Peters, »Die Kalkalpen im Gebiete der Saale.« Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1854. S. 116 ff.

²⁾ »Alpengebirge.« 1861. S. 803.

³⁾ Penck in der Zeitschrift des Deutsch. und Österr. Alpenvereines 1865. »Das Land Berchtesgaden.« S. 33 des Sonderabdruckes.

⁴⁾ Penck, a. a. O. S. 23.

Wenn auch nur vereinzelt haben sich Überreste des Glacialschotter auch im Gebiete der südlichen Ausläufer des Salzburger Beckens erhalten. So beteiligt sich derselbe wesentlich am Aufbau des Rückens, der das Golling-Halleiner Thalbecken von dem Becken von Adnet trennt. Der Schotter ist hier horizontal geschichtet und führt, jedoch nicht allzu viele, Urgebirgsgerölle; seine Verfestigung ist sehr wechselnd, bald, besonders an einer lange Zeit exponierten Oberfläche, wie an den Wänden bei St. Margarethen, eine sehr starke, bald eine mehr lockere, während oben auf der Höhe derselbe als loser Schotter auftritt. Das Korn seiner Gerölle ist verschieden; selten sind dieselben faustgroß, meist etwas kleiner und local geht der Schotter in einen Sandstein über. Er steigt bis 533 m Höhe empor und bildet hier ein von Moräne bedecktes unregelmäßig gestaltetes Plateau. Das etwas weiter nördlich gelegene Conglomerat im Glasenbachgraben wurde bei der Besprechung des interglacialen Profiles bereits geschildert. Auch der Walser Berg, der das Reichenhaller Becken bei Schwarzbach nördlich umgrenzt, wird zum Theil von einem Conglomerat gebildet, das horizontale Schichtung besitzt und durch die hangende Moräne als Glacialschotter gekennzeichnet ist, wie an der Zollstation dicht an dem von Salzburg nach Reichenhall führenden Wege zu beobachten ist.

Wenn auch diese Schotterreste nur dürftig sind, so vermögen wir gleichwohl aus denselben annähernd die Gefällsverhältnisse jenes alten Flusssystemes zu reconstituieren, dem sie ihre Ablagerung verdanken. Dasselbe folgt dem allgemeinen Gesetze¹⁾, dass aufgeschüttete Thalböden durchweg ein größeres Gefälle besitzen müssen nicht nur als die Thalsohle vor ihrer Aufschüttung, sondern auch als die Sohle der neuerdings wieder in den Schotterboden eingerissenen Thäler. Dieses wird durch nachstehende Zahlen verdeutlicht. Es liegt die Schotteroberfläche:

bei Embach	in [1010 m] Höhe	oder [340] m	über der Thalsohle
» Eschenau	» 855 m	» » 205 m	» » » »
» St. Veit	» 770 m	» » 185 m	» » » »
» Bischofshofen . .	» 700 m	» » 165 m	» » » »
» Hallein (Adnet) »	» 533 m	» » 80 m	» » » »
» Glasenbach . . .	» [621]m	» » [204] m	» » » »
» Laufen	» 450 m	» » 60 m	» » » »

Es beträgt demnach, wenn wir von dem Conglomerat im Glasenbachgraben und dem Embacher Schotter zunächst absehen, das Gefälle:

zwischen Eschenau und St. Veit	10·0‰	oder 1:100
» St. Veit und Bischofshofen	5·3‰	» 1:190
» Bischofshofen und Hallein	4·2‰	» 1:240
» Hallein und Laufen	2·4‰	» 1:410

Diese Verhältnisse lassen sich noch besser in einer graphischen Darstellung überschauen, wie sie Tafel III gibt. Klar geht die regelmäßige Abnahme des Gefalles und diejenige der Überhöhung über die heutige Thalsohle thalabwärts aus den Zahlen wie aus der Darstellung hervor. Wenn die Schotter der Seitenthäler, wie die des Klein-Arlthales, des Mühlbachthales und des Fritzthales, eine Ausnahme von der Regel zu bilden scheinen und sich hier die heutige Thalsohle rascher senkt als die durch die Schotteroberfläche angedeutete, so erklärt sich das aus der relativ geringeren Erosionskraft jener Bäche, welche nicht vermocht hat, mit

¹⁾ Vgl. A. Böhm: »Die alten Gletscher der Enns und Steyr.« a. a. O., S. 478.

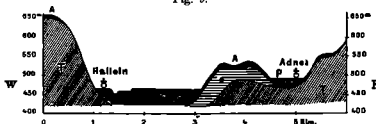
der Erosion im Hauptthal Schritt zu halten und eine Gefällscurve herzustellen, bei welcher auf jeder Strecke Gleichgewicht zwischen Kraft und Last herrscht: es sind jene Thäler noch im Stadium äusserst kräftiger verticaler Erosion begriffen. — Zum Vergleich wurde oben auch das Niveau des von uns bereits als Niederterrassenschotter erkannten Schotters von Laufen beigefügt, und da zeigt es sich denn, dass jene Schotter des Gebirges in der That auch dem Niveau nach sich dem Niederterrassenschotter des Alpenvorlandes anschließen. So führen alle Erscheinungen, der Connex mit Moränen, das Vorkommen erraticher Geschiebe, sowie die Niveauverhältnisse zu dem Schlusse, dass wir in jenen Conglomeraten und Schottern des Gebirges, welche früher bald als präglaciales Diluvium, bald selbst als Tertiär, wie z. B. auf der geologischen Übersichtskarte der österreichischen Monarchie von Hauer, angeführt wurden, Äquivalente des Niederterrassenschotters des Alpenvorlandes besitzen und in ihnen nichts weiter als die Reste einer ausgebreiteten Decke dieses Schotters zu erkennen haben, die sich einst aus dem Innern des Gebirges bis hinaus in das Alpenvorland erstreckte (siehe Karte I).

Betrachten wir die Gefällscurve des Niederterrassenschotters, wie sie auf Tafel III dargestellt ist, so fällt es uns auf, dass die Abnahme der Überhöhung seiner Oberfläche über die Thalsohle nur bis Laufen regelmäßig sich vollzieht, von hier bis Nunreut aber eine Zunahme derselben und bei letzterem Orte, also am Gletscherende, ein Sprung sich findet. Es ist von Laufen bis Nunreut die Neigung der Decke des Niederterrassenschotters geringer als die Neigung der heutigen Thalsohle. Es wäre nicht unmöglich, dass die Höhe des Schotters bei Laufen, wie wir sie heute finden, nicht die Höhe der ursprünglichen Oberfläche desselben repräsentiert, sondern dass dieselbe erst nachträglich durch Glacialerosion entstand, deren Wirkungen wir bei Laufen bereits oben kennen lernten, und dass wir mithin das ursprüngliche Schotterniveau etwas höher annehmen müssten. Der Sprung bei Nunreut hat seine einfache Erklärung darin, dass die Schotterfläche nördlich des Endmoränenwalles und die tiefer gelegene, unter Moränen vergrabene südlich desselben überhaupt nicht gleichzeitig von Gletscherbächen überrieselt wurden. Letztere Schotterfläche wurde beim Herannahen der Vergletscherung gebildet, erstere beim Maximalstand. Die Schotterflächen, welche gleichzeitig mit der Schicht sich bildeten, die südlich von Nunreut als oberste erscheint, wurden außerhalb der Moränen von jüngeren, beim Maximalstand der Vergletscherung gebildeten Schottern überdeckt, wie dieses aus Fig. 3 (Seite 57) zu erkennen ist.

Zwei Vorkommnisse lassen sich nicht in die Gefällscurve des Niederterrassenschotters einordnen — das Conglomerat im Hintergrunde des Glaserbachgrabens und dasjenige von Embach. Beide zeichnen sich durch ihre Lage hoch über dem Niveau der benachbarten Niederterrassen aus. Sie theilen diese Eigenschaft mit dem Hochterrassenschotter und Deckenschotter im Alpenvorlande. Da wir erkannt haben, dass die Bildung des Niederterrassenschotters sich nicht nur auf die Hochebene beschränkte, sondern derselbe sich auch in den Thälern des Gebirges abgelagerte, ist es nicht unwahrscheinlich, dass der Hochterrassenschotter gleichfalls auch im Gebirge zur Ablagerung kam. Wir irren wohl nicht, wenn wir das Conglomerat im Glaserbachgraben seiner hohen Lage wegen (vgl. Taf. III) dem Hochterrassenschotter zurechnen. Das gleiche dürfte jedoch nicht bei dem so lockeren und frischen und mitten im Hauptthale gelegenen Schotter von Embach zutreffen; wir werden Gelegenheit haben, auf denselben zurückzukommen.

Da der Niederterrassenschotter sowohl im Gebirge als auch auf dem Alpenvorlande erratisches Material führt, mit Moränen als Glacialschotter in Connex tritt und ganz allgemein von Moränen überlagert wird, so schließen wir, dass er beim Herannahen der Vergletscherung vor dem Gletscher von dessen Gletscherbächen abgelagert wurde. Seit seiner Ablagerung jedoch hat er eine äußerst starke Erosion erlitten und die einstige Decke ist uns heute nur in spärlichen Resten erhalten. Auch außerhalb der Zone der Endmoränen wurden tiefe Täler mit senkrechten Wänden von den Flüssen in denselben eingerissen; doch hat sich seine ursprüngliche, sanft gegen Norden geneigte Oberfläche zwischen den Thälern als unverletzte Ebene erhalten. Anders im Gebirge und an dessen Fuß in der Zone der Moränen. Je nach dem Auftreten des Niederterrassenschotters vermögen wir hier drei Gebiete zu unterscheiden. Im oberen Salzachthale fehlt der Schotter gänzlich; im mittleren Salzachthal bildet er Terrassen, welche in ihren höheren Theilen die Spuren der Glacialerosion, in ihren tieferen diejenigen der Flusserosion tragen; im unteren Salzachthal und nördlich der Thalmündung trägt er die Kennzeichen einer äußerst kräftigen Gletschererosion. Dieses letztere Gebiet umfasst das Salzburger Becken mit seinen beiden südlichen Ausläufern. Wir

Fig. 9.



Querprofil durch das Golling-Halleiner Becken.

T Grundgestein; N Niederterrassenschotter; A Grundmoräne;
P postglacialer Schotter.

Horizontalmaßstab 1 : 75000, Verticalmaßstab 1 : 10000.

schilderten bereits (S. 82) die glacialen Erosionsformen des Schotters in der Umgebung von Laufen. Das gleiche, was wir dort beobachteten, erkennen wir auch an den zwei Schotterresten bei Adnet und bei Schwarzbach nächst Reichenhall. Wie dort, schneidet auch hier die Grundmoräne, welche im Hangenden des Schotters auftritt, denselben discordant ab, derart, dass seine Schichten am Gehänge austreichen, und schießt am Fuß der Schottererhebung unter die Ausfüllung des Beckens ein, wie obenstehendes Profil durch das Salzachthal bei Hallein zeigt.

Da der Schotter beim Herannahen der Vergletscherung von den mit Geröllen überladenen Gletscherbächen aufgeschüttet wurde, so kann an eine theilweise so vollständige Abtragung desselben, wie wir sie constatirten, durch fließendes Wasser, bevor der Gletscher ihn betrat, nicht wohl gedacht werden. Dass jedoch die Abtragung nicht erst nach Rückzug der Vergletscherung stattfand, lehrt die Grundmoräne, welche die erhaltenen Schotterreste umhüllt. So sehen wir uns veranlasst die Erosion des Schotters im Gebiete des Salzburger Beckens dem Eise zuzuschreiben. Ähnliche Discordanzen zwischen dem Niederterrassenschotter und der Grundmoräne wie bei Adnet beobachten wir auch südlich des Pass Lueg; so bei Embach, wo die Discordanz etwa 160 m beträgt und theilweise am Abriss der Embacher Plaike trefflich aufgeschlossen ist.

Auch bei Bischofshofen zieht am linken Salzachufer Grundmoräne bis fast zum Niveau der postglacialen Terrasse herab, d. h. volle 120 m unter das Niveau des Niederterrassenschotter, der, heute fast ganz auf das rechte Thalgehänge beschränkt, gleichwohl das gesammte Thal erfüllt haben muss (Fig. 10). Ähnlich gestalten sich die Verhältnisse auch bei St. Johann im Pongau und es gewinnt den Anschein, als wenn die Bildung der in die Glacialschotter eingesenkten Thalweitung zwischen Schwarzach und Bischofshofen nicht durch die postglaciale Salzach, sondern durch das Eis der diluvialen Gletscher erfolgt sei, wenn auch die heutige Form der Gehänge vielfach, wie z. B. bei Bischofshofen, auf eine postglaciale seitliche Erosion des Flusses zurückzuführen ist. Sämmtliche niedrigen Schotterterrassen, welche zwischen dem Pass Lueg und Schwarzach an der Salzach in verschiedenem Niveau, häufig mehrere übereinander, auftreten und welche von K. Peters¹⁾ als Theile des (Niederterrassen-) Schotter im Klein-Arththal angesprochen und auch von Fugger und Kästner²⁾ für diluviale Glacialschotter erklärt worden sind, möchte ich, da Moränen auf denselben fehlen und ungefähr im Niveau dieser Terrassen am Gehänge verschwinden, d. h. wohl unter dieselben einschießen, für eine selbständige postglaciale Anschwemmung halten,

Fig. 10.



Querprofil durch das Salzachtal bei Bischofshofen.

T Grundstein; N Niederterrassenschotter; A Moräne;
P postglacialer Schotter.

Horizontalmaßstab 1:25000, Verticalmaßstab 1:10000.

in welche nach ihrer Ablagerung von der Salzach kleine Erosionsterrassen eingeschnitten wurden. Vorstehende Skizze ist geeignet, die Lagerungsverhältnisse bei Bischofshofen klarzulegen.

Im südlichen Theil des Pass Lueg, wenn wir diesen Namen auf die ganze Länge der Salzachenge nördlich von Weifen ausdehnen dürfen, hat sich nur dieser postglaciale Schotter erhalten; im nördlichen Theil, dem eigentlichen Pass Lueg, fehlt auch er und es hat die Salzach hier ihr Bett seit dem Rückzuge der Vergletscherung tiefer gelegt. Es findet sich bei der Capelle Brunneck Moräne auf einem Gletscherschiff aufruhend, welche sich abwärts bis zu einer Höhe von etwa 20 m über dem heutigen Niveau des Flusses verfolgen lässt. Eine Vertiefung des Bettes um 20 m und in den »Salzachöfen« um einen etwas höheren Betrag ist das Werk der Salzach seit dem Ende der Eiszeit.

¹⁾ Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, 1864, S. 816.

²⁾ »Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.« 1885, S. 45.

ZEHNTES CAPITEL.

Der Salzachdurchbruch von Taxenbach.

Gegensatz zwischen Accumulation durch die Salzach im Ober-Pinzgau und Erosion in der Schlucht von Taxenbach. Die Stufe des Salzachthales bei Taxenbach. Fehlen des Niederterrassenschotter im Ober-Pinzgau. Abnorme Lage desselben bei Taxenbach. Verhältnis von Saalach und Salzach. Erklärung der gegebenen Erscheinungen durch eine Verschiebung der Wasserscheide beider Flüsse am Schlusse der Eiszeit, oder durch eine postglaciale Hebung bei Taxenbach und eine Durchschneidung der sich hebenden Gebirgsmassen.

Ein auffallend breiter, stark versumpfter Boden zeichnet im Pinzgau das Thal der Salzach aus, welche hier durch die von links und rechts sich hereinbauenden Schuttkegel gezwungen wird, bald nach rechts, bald nach links auszuweichen. Ihr Lauf zeigt Mäanderform und ihr Gefälle ist gleichzeitig ein äußerst geringes und besitzt sein Minimum zwischen Mittersill und Bruck mit $1.3\text{‰} = 1:760$, ein Betrag, der weiter thalabwärts erst in dem fast horizontalen Salzburger Becken, einem ausgefüllten See, erreicht wird. Die Sohle der vom Kamme der Hohen Tauern herabziehenden Thäler, des Velberthales, des Stubachthales, des Kapruner- und des Fuschertales, vereinigt sich ohne Stufenbildung mit der Sohle des Hauptthales; das letztere befindet sich im Stadium einer starken Accumulation. In der Höhe des Zeller Sees verlässt die Salzach den breiten Boden des Pinzgaus, der seinerseits gegen Norden umbiegt. Nur 29 m hoch erhebt sich aus demselben die Wasserscheide, welche die Gewässer der Salzach von denen der Saalach trennt, über das Niveau der ersteren, und kaum höher liegt der niedrigste Punkt der Moränenunwallung des Zeller Sees, wenn wir von dem Erosionsthal, das die Saalach in dieselbe eingeschnitten hat, absehen. Bei Saalfelden tritt die Saalach in die Hohlwege ein, in denen sie den südlichsten Zug der Kalkalpen durchbricht. Allein gleichwohl ist die Sohle dieses Engthales relativ breit, stellenweise versumpft und ganz mit Flussalluvionen bedeckt. Das ganze Gebiet bei und nördlich von Saalfelden erlebt heute eine Epoche der Accumulation, selbst in den Hohlwegen ist die Erosion nicht thätig und das Gefälle der Saalach nicht sehr groß ($3.8\text{‰} = 1:260$). Erst bei Lofer steigt dasselbe in Folge des gewaltigen postglacialen Bergsturzes, der bereits oben Erwähnung fand, auf $12.5\text{‰} = 1:80$. Ganz anders vollzieht sich der Austritt der Salzach aus der weiten Ebene des Pinzgaus. Bei Bruck nimmt ein schmales Thal sie auf, das sich bei Taxenbach zur Schlucht verengt, in der Fluss, Eisenbahn und Straße kaum neben einander Platz finden; senkrecht steigen die Wände empor; erst 350 m über dem Flusse bei Embach und 200 m über demselben bei Lend und Schwarzach treten die Gehänge auseinander und

lassen in jener Höhe, wie wir bereits in der orographischen Skizze des Gebietes andeuteten, einen ausgeprägten alten Thalboden erkennen, der zum Theile von den eben besprochenen Glacialschottern gebildet wird und eine Breite von 2—4 km besitzt. Es zeigt das Salzachtal auf diesem Theile seiner Erstreckung in trefflicher Weise das Phänomen des Thaies im Thal. Gleichzeitig hat das Gefälle der Salzach außerordentlich zugenommen und erreicht bei Embach sein Maximum ($8.5\text{‰} = 1:118$), um weiter unterhalb wieder abzunehmen. Nicht trägen Laufes in breitem Thal vereinigen sich die seitlichen Zuflüsse mit dem Hauptstrome; sie stürzen in steilem Fall am Ausgange ihrer Thäler zur Salzach herab. Wir finden hier nebeneinander die berühmten Klammern und Wasserfälle des Pongaus: die Kitzlochklamm, in der die Rauriser Ache circa 170 m hoch herabfällt; die Gasteiner Klamm mit dem prächtigen, von der Bahn aus theilweise sichtbaren 150 m hohen Wasserfall; die Lichtenstein Klamm, in der die Wasser des Groß-Arlbaches herabschießen, und die wilde Schlucht des Klein-Arlbaches bei St. Johann im Pongau.

Es reichen in Hauptthale die jüngsten diluvialen Ablagerungen, die Moränen, nicht bis zum Niveau der Salzach herab. Während sie sich am Ostufer des Zeller Sees bis zum Wasserspiegel verfolgen lassen, gehen sie bei Eschenau nicht unter die Isohypse von 800 m herab; 150 m tief ist hier das postglaciale Thal eingeschnitten und noch tiefer scheint dasselbe bei Embach zu sein. Erlebt heute das Thal des Ober-Pinzgaus eine Periode der Accumulation, so ist das Salzachtal von Bruck und noch mehr von Taxenbach an der Schauplatz einer nicht minder intensiven Erosion, die sich nicht nur in den Steilstufen des Unterlaufes der seitlichen Zuflüsse, sondern auch im verstärkten Gefälle des Hauptstromes ausspricht. Es bildet die Sohle des Salzachtals selbst eine ausgesprochene Stufe, deren oberer Theil das Ober-Pinzgau, jenes Gebiet der Accumulation, deren Absturz die Engen von Taxenbach darstellen (siehe Tafel III). Diese Stufenbildung beweist nicht minder wie die Beschränkung der Moränen auf die höheren Theile der Gehänge die große Jugend der Salzachschlucht. Die außerordentliche Steigerung des Gefälles auf 8.5‰ lässt uns muthmaßen, dass der Salzdurchbruch von Taxenbach in seiner heutigen Tiefe weit jünger ist als die Thalsohle im Pass Lueg, da hier das Gefälle der Salzach, das nach deren Austritt aus der Schlucht von Taxenbach bis auf $2.5\text{‰} = 1:400$ abgenommen hatte, eine kaum merkbliche Steigerung auf $3.3\text{‰} = 1:300$ erfährt. Während ausschließlich Gehängeterassen im anstehenden Fels die Salzach im Ober-Pinzgau begleiten, so beteiligen sich von Taxenbach an mächtige Glacialschotter am Aufbau des Mittelgebirges, wie man wohl treffend im Volksmunde die über der heutigen Thalsohle gelegenen Reste eines alten Thalbodens nennen hört. Dieselben befinden sich bei Embach, wie wir sahen, in ganz abnorm hoher Lage über dem Flusse.

Einen Gegensatz zwischen Accumulationsebene und Erosionsschlucht ähnlich dem oben geschilderten weist das versumpfte Ober-Ennsthal und dessen Durchbruch durch die Kalkalpen — das Gesäuse — auf. A. Böhm sucht denselben durch eine intensive Glacialerosion im Ober-Ennsthal zu erklären, welche oberhalb des Gesäuses ein Becken schuf.¹⁾ Als der Gletscher schwand, da begann einerseits die Enns von oben her den entstandenen See zuzuschütten; andererseits legte sich der Abfluss durch das Gesäuse allmählich tiefer. Noch ist das gleichmäßige Gefälle nicht erreicht, wenn auch das Becken schon lange geschwunden ist. So erlebt

¹⁾ Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1885, S. 540.

noch heute das Ober-Ennsthal eine Periode der Accumulation, das Gesäuse eine solche der Erosion. Allein es liegen doch die Verhältnisse im Ennsthal etwas anders als im Salzachthal. Böhm vermochte im Ober-Ennsthal zwar unbedeutende, aber zuverlässige Rudimente des Glacialschotters nachzuweisen¹⁾ und gerade diese allgemeine Abtragung desselben, die, wie die bis zur Thalsohle herabziehende Moräne lehrt, durch den Gletscher geschah, bestätigt Böhm's Ansicht von der Entstehung des Beckens durch Glacialerosion. Mir gelang es im Ober-Pinzgau nirgends, Reste des Glacialschotters zu entdecken, und die hohen Terrassen bei Pischelsdorf und Uttendorf, welche man vielleicht dem Niveau nach als Äquivalente der Terrasse von Embach ansprechen könnte, bestehen ausschließlich aus Fels. Der Glacialschotter im Gesäuse besitzt nach Böhm ein durchaus normales Gefälle, und ein so abnorm hochgelegener Schotter wie der von Embach fehlt. Das Ober-Pinzgau besitzt ferner nicht wie das Ober-Ennsthal nur einen Ausgang, sondern deren zwei: das Salzachthal und das Saalachthal. Diese beiden Ausgänge wiederum verhalten sich ganz verschieden. Es fehlt dem Saalachthal eine Stufenbildung analog der von Taxenbach, welche die Saalach oberhalb zu Accumulation, unterhalb zu Erosion zwingen würde. Es fehlt auch ein ähnlich abnorm gelagerter Schotter wie der von Embach. Zwar finden wir nördlich von Saalfelden Reste von Glacialschotter bei Stoß; allein dieselben erheben sich nur circa 40 m über die Thalsohle und bis 740 m Meereshöhe, d. h. sie liegen 270 m tiefer als ihre Äquivalente bei Embach und besitzen thalabwärts gegenüber dem Gefälle der letzteren von 50‰ = 1:20 oder, wenn etwa die Terrasse von Eschenau nur eine Erosionsterrasse im Schotter sein und nicht die ursprüngliche Oberfläche desselben repräsentieren sollte, doch von 12·5‰ = 1:80, nur ein solches von 5‰ = 1:200.

Vier Fragen werfen sich uns auf. Wie erklärt sich die Entstehung der Stufe oder des Riegels von Taxenbach, welcher eine Accumulation oberhalb und eine Erosion unterhalb von Taxenbach veranlasst? Weshalb fehlt der Niederterrassenschotter heute im Gebiete der Accumulation und wie vermögen wir die exceptionell hohe Lage desselben bei Embach, beziehungsweise sein außerordentlich starkes Gefälle von hier gegen Osten zu erklären? Weshalb finden wir nicht auch im Saalachthal eine Riegelbildung und einen Schotter entsprechend demjenigen von Embach? Es wird jetzt unsere Aufgabe sein eine möglichst einfache Beantwortung dieser Fragen zu finden.

Da sowohl eine Riegelbildung wie bei Taxenbach, als auch ein hochgelegener Schotter wie bei Embach, im Saalachthal fehlen, so muss die Ursache sowohl der Riegelbildung, als auch diejenige der Ablagerung des Schotters einseitig im Salzachthal und nicht auch gleichzeitig im Saalachthal gewirkt haben. Würde man die Riegelbildung, so wie es Böhm für das Ennsthal thun konnte, ausschließlich der Gletschererosion zuschreiben und die hohe Lage und das steile Gefälle des Schotters einfach durch eine Ablagerung im Salzachthale während einer langen Pause im Vorrücken der Vergletscherung zu erklären suchen, so müsste man bei den heute herrschenden orographischen Verhältnissen die gleichen Erscheinungen an der Saalach zu finden erwarten. Insofern erweist sich ein solcher Erklärungsversuch von vornher als nicht recht ausreichend und zu complicirt. In einfacherer und ungezwungener Weise lassen sich die beobachteten Thatsachen durch zweierlei Annahmen erklären: entweder es hat seit der Ablagerung des Niederterrassenschotters, d. h. seit

¹⁾ A. a. O., S. 500.

Beginn der letzten Vergletscherung eine Verschiebung der Wasserscheiden stattgefunden, derart dass der ursprüngliche Oberlauf der Saalach heute Oberlauf der Salzach ist. Oder es erfolgte in postglacialer Zeit eine Dislocation in der Gegend von Taxenbach im Betrage von 150—200 m.

Denken wir uns vor der Vergletscherung eine Wasserscheide bei Taxenbach existierend, welche bis etwa 900—950 m Höhe, d. h. bis zur Höhe der Sohle des Schotters von Embach emporreichte. Die Wasser des Ober-Pinzgaus flossen damals durch das Saalachthal nach Norden; sie folgten hiebei einer Richtung, wie sie den großen oroplastischen Verhältnissen, der Breite des Zeller Thales und der Hohlwege, weit besser entspricht als der Lauf der heutigen Salzach. Als nun die Eismassen aus den Tauernthälern herabzusteigen begannen, lagerten ihre Gletscherbäche im Ober-Pinzgau und im Saalachthal Glacialschotter ab, deren Reste wir im Saalachthal bei Stoß beobachten. Als die Eismassen das Pinzgau ganz erfüllten, da erstreckte sich eine Zunge derselben gegen Taxenbach und eine gegen Saalfelden und in die Hohlwege. Zwei Gletscherströme entfloßen denselben: die Saalach durch die Hohlwege und die Salzach auf dem damaligen Sattel von Taxenbach hoch über dem Niveau des Saalachthales. So konnte sich hier hoch oben der Schotter von Embach genau in der Weise ablagern, wie der Schotter von Fieberbrunn, der seine Entstehung einem auf der Wasserscheide von Hochfilzen dem Saalachgletscher entströmenden Gletscherbach verdankt (siehe oben S. 88), nur dass, nach der viel bedeutenderen Mächtigkeit des Embacher Schotters zu urtheilen, die Eismassen auf dem Sattel von Taxenbach sehr viel länger stationär geblieben sein dürften. So ist das hohe Niveau des Schotters bei Embach und sein starkes Gefälle gegen Osten, sowie der Riegel von Taxenbach, ferner auch das Fehlen beider im Saalachthal erklärt. Etwas dunkel bleibt noch die Entstehung des Durchbruches durch den Riegel und die Herstellung der gegenwärtigen hydrographischen Verhältnisse.

Schließen wir heute das Saalachthal, soweit dasselbe einer postglacialen Erosion sein Dasein verdankt, so stauen wir einen See im Pinzgau auf. Allein dieser See würde nicht bei Taxenbach, sondern durch das Saalachthal gegen Saalfelden überfließen, liegt doch die Wasserscheide zwischen dem Zeller See und der Saalach 778 m hoch über dem Meere und früher lag sie noch tiefer, da sie von dem mächtigen, noch im Wachsen begriffenen postglacialen Schuttkegel der Saalach gebildet wird, während die Verbreitung der Moränen uns lehrt, dass das Niveau des Riegels von Taxenbach am Schlusse der Eiszeit kaum unter 850 m Meereshöhe herabreichte. Mithin kann die Durchschneidung des Riegels nur zu einer Zeit erfolgt sein, als irgend ein Hindernis den Gewässern den Weg durch das Saalachthal verlegte. Dieses Hindernis können die Moränen von Saalfelden nicht gewesen sein, da deren tiefster Punkt — vom Saalachthal abgesehen — nicht unbeträchtlich unter 800 m, d. h. unter dem Niveau der Wasserscheide von Taxenbach lag. Das Hindernis kann daher nur das Gletscheris selbst gebildet haben.

Als die Eismassen beim Rückzuge der Vergletscherung bis Saalfelden reichten und hieselbst die Moränen aufbauten, da muss sich gleichzeitig auch eine Gletscherzunge in das Saalachthal vorgeschoben haben, und zwar, da bei jenem bereits stark reducierten Gletscherstand die Eismassen der langen östlichen Tauernthäler wohl kaum das Hauptthal erreichen konnten, bis etwa in die Gegend von Taxenbach. Auch jetzt entströmten zwei Flüsse den beiden Gletscherzungen: die Saalach und die Salzach. Zu dieser Zeit muss die Durchschneidung des Riegels von

Taxenbach bis unter das Niveau der Wasserscheide von Saalfelden erfolgt sein. Denn später hätte der Saalachdurchbruch nicht mehr entstehen können und der heutige Oberlauf der Saalach wäre wieder der Oberlauf der Saalach geworden. Auffallend ist freilich, dass die Erosion bei Saalfelden still stand oder so viel langsamer arbeitete als bei Taxenbach.

Zu erklären bleibt noch das Verhältnis zwischen Saalach und Saalach; warum fließt die letztere nach Norden durch die Moränen und nicht durch den Zeller See zur Saalach ab? Es mag letzteres in postglacialer Zeit in der That der Fall gewesen sein. Die aus dem Glemmthal herausstürmende Saalach bringt eine Unmasse Schutt mit sich in das Zeller Thal; während es früher zur Präglacialzeit hier am Ausgange des Glemmthales vielleicht zu keiner oder doch sicher nur zu geringer Schuttkegelbildung kam, da die vereinigten großen Wassermengen des Ober-Pinzgaus und des Glemmthales alles oder fast alles aus dem Glemmthal stammende Material fortzuschaffen vermochten, so musste jetzt, nachdem die oberste Saalach, durch Schaffung einer Wasserscheide bei Saalfelden infolge der Moränenanhäufung und durch die Vertiefung der Schlucht von Taxenbach unter das Niveau jener Wasserscheide, nach Osten abgelenkt war, hier am Ausgange des Glemmthales ein mächtiger Schuttkegel sich aufbauen: bei dem plötzlich geringer werdenden Gefälle vermochten die Wasser des Glemmthales allein nicht mehr alles Schuttmaterial weiter zu transportieren. Der Schuttkegel wuchs höher und höher, indem die Saalach bald hier, bald dort denselben berieselte und endlich erreichte er das Niveau der Wasserscheide im Gebiete der Saalfeldener Moränen. Damit aber war die Permanenz der Wasserscheide aufgehoben: sobald die Saalach auf der Nordseite ihres Schuttkegels floss, so mussten ihre Gewässer durch die Moränen und den Pass der Hohlwege nach Norden sich wenden; verlegte jedoch dieselbe ihren Lauf, wie es so oft der Fall bei anwachsenden Schuttkegeln ist, auf die andere südliche Seite des Kegels, so wurde sie zum Nebenfluss der Saalach; immer bildete ihr eigener Schuttkegel eine labile Wasserscheide. Heute fließt sie nach Norden ab; allein eine einzige Hochfluth, welche die Dämme durchbricht, die von Menschenhand zum Schutze der Felder auf der Südseite des Schuttkegels aufgeführt sind, vermag die oberste Saalach nach Süden abzulenken und zum Nebenfluss der Saalach zu machen. Es könnten, wie man sieht, die zwei Annahmen, dass eine präglaciale Wasserscheide bei Taxenbach existierte und dass dieselbe während eines Rückzugsstadiums der Vergletscherung von einem Gletscherbach durchschnitten werden konnte, zur Noth ausreichen, um die Erscheinungen zu erklären.

Wahrscheinlicher und annehmbarer scheint mir jedoch die Erklärung derselben durch eine postglaciale Dislocation. Wenn sich im Bette eines großen Flusses langsam ein Gebirge erhebt, so ist, wie Powell¹⁾ und Tietze²⁾ zu zeigen gesucht haben, der Fall sehr wohl denkbar, dass der Fluss das sich hebende Gebirge während der Hebung durchschneidet. Die beiden Forscher glaubten die Entstehung mancher Durchbruchthäler auf eine derartige Durchschneidung des sich hebenden Gebirges zurückführen zu können. In neuerer Zeit hat Löwl die mechanische Möglichkeit dieses Vorganges bestritten. Eine derartig im Bette eines Flusses sich hebende Schwelle muss nothwendig zunächst eine Rückstauung desselben bewirken und entweder bei rascher Hebung einen See aufklämmen oder doch mindestens

¹⁾ »Exploration of the Colorado River etc.« Washington 1875, S. 152 ff.

²⁾ »Bemerkungen über die Bildung von Querthälern.« Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien. 1878, S. 581 ff. und 1882, S. 405 ff.

den Fluss oberhalb zu einer kräftigen Accumulation veranlassen. LöwI glaubt nun, dass die gestauten Wasser immer höher und höher steigen, bis sie endlich einen neuen Ausweg über einen anderen in Ruhe befindlichen Punkt ihrer Umgebung finden.¹⁾ Und in der That, wenn das Niveau des aufgedämmten Sees oder der Accumulationsebene des Flusses immer so lange sich erhöhen müsste, als die Hebung der Schwelle unterhalb dauert, dann hinge es nur von der Dauer dieser Hebung ab, ob der Fluss endlich ausweicht oder nicht. Es würde bei genügend lange fortgesetzter Hebung der Fluss jedesmal eine Ablenkung erfahren und LöwI würde mit seiner Behauptung Recht behalten, dass ein Fluss auf die Dauer ein sich hebendes Gebirge nicht zu durchschneiden vermag. Allein es ist nicht einzusehen, dass die Rückstauung des Flusses immer solange wachsen muss, als die Hebung der Schwelle in seinem Bette sich fortsetzt. Es kann erstere vielmehr sehr wohl aufhören, während die Hebung noch fort dauert. Denn es wird durch die Hebung einer Schwelle im Flussbette der Fluss zwar thalwärts gestaut; allein auf der anderen Seite wird sein Gefälle thalwärts vermehrt und der Fluss daher im Gebiete des thalwärts gelegenen Faltenschenkels zu verstärkter Erosion gezwungen. Von hier nun schneidet die Erosion sich immer mehr rückwärts ein und, je größer der Betrag der Hebung wird, desto mehr steigert sich hier das Gefälle, mithin auch die Erosion. Es ist sehr wohl denkbar, dass endlich das Gefälle so groß wird, dass die gesteigerte Erosion in jeder Zeiteinheit an jedem Punkt das Flussbett gerade um so viel erniedrigt, als die Hebung in derselben Zeit und an demselben Punkte dasselbe erhöht, d. h. es kann eine Gleichgewichtslage zwischen Erosion und Hebung eintreten. Dieses Gleichgewicht ist ein stabiles, da nach einer Störung desselben sofort durch Steigerung, beziehungsweise Verminderung des Gefälles und der Erosion, das Flussbett wieder in die verlassene Gleichgewichtslage zurückzukehren gezwungen wird. Es behält die Flusscurve ihre Lage in Bezug auf nicht in Hebung begriffene Punkte der Erdoberfläche constant bei, während an beiden Ufern die sich hebenden Massen in die Höhe wachsen. Ist diese Gleichgewichtslage erreicht, so füllt damit jeder Grund einer weiteren Rückstauung des Wassers oberhalb der sich hebenden Schwelle weg und die Accumulation, respective Hebung des Seespiegels hat ein Ende. Es lässt sich a priori sagen, dass, je intensiver die Hebung vor sich geht, desto steiler bei sonst gleichen Umständen das Gefälle des Flusses werden muss, wenn dessen Erosion in der erwähnten Weise mit der Hebung Schritt halten soll. Da auch das Flussbett auf der Accumulationsstrecke oberhalb eine constante Lage gewinnt, bei welcher Wassermenge, Gefälle und transportiertes Material mit einander im Gleichgewicht stehen, so repräsentiert die gesammte Flusscurve eine permanente Thalstufe, deren wenig geneigter oberer Theil oberhalb der sich hebenden Schwelle in das ruhende Gestein und deren Steilabfall in das sich faltende Gebiet fällt. Permanent wird diese Thalstufe sein, solange Intensität der Hebung, Wassermenge des Flusses und Beschaffenheit der Gesteine des Flussbettes constant bleiben.

Das Salzachtal repräsentiert nun eine solche Thalstufe mit schwach geneigter Accumulationsebene im Pinzgau und einem Steilabfall in der Enge von Taxenbach. Es wäre denkbar, dass auch sie einer Hebung bei Taxenbach ihr Dasein verdankt. Bei Embach, wo das Flussgefälle am stärksten ist, würde auch die Hebung am intensivsten sein und dadurch wäre die hohe Lage des Schotters, sowie die hohe Lage der unteren

¹⁾ Petermann's Mith. 1882 S. 405 und •Über Thalbildung.• Prag 1884, S. 20 ff.

Grenze der Moränen erklärt. Der Niederterrassenschotter im Pinzgau hingegen läge unter den postglacialen Alluvionen vergraben. Auch das Verhältnis der Salzach zur Saalach wäre aufgeklärt und der Zeller See indirect durch die Hebung bei Taxenbach entstanden. Die Salzach, welche im Pinzgau Gerölle anhäuften, ließ ein zu ihr von der Wasserscheide gegen die Saalach herziehendes Seitenthal unausgefüllt. Es wäre also der Zeller See, dessen Wasser heute nördlich von dem Schuttkegel der Saalach, südlich von den Alluvionen der Salzach zusammengelassen werden, in einem Seitenthal, analog dem Achensee¹⁾ im Gebiete des Innthales, wenn auch erst in postglacialer Zeit, durch Schotteranhäufung im Hauptthal entstanden. Nördlich vom Zeller See wäre die alte Wasserscheide zwischen Saalach und Salzach zu suchen, welche heute unter den Schuttanmassen des Glemnthales begraben ist. Der Schuttkegel der Saalach wäre nicht, wie in der ersten Erklärung, durch eine Verminderung der Wassermenge, sondern durch eine ganz geringe Rückstauung der Saalach vielleicht im Zusammenhang mit der Hebung des Taxenbacher Gebietes entstanden, das heutige Verhältnis zwischen der obersten Saalach und der Salzach jedoch ganz, wie oben geschildert, zu Stande gekommen.

Untersuchungen der Schichten der älteren Formationen haben zu entscheiden, ob eine Störung, wie wir sie nach den Verhältnissen der diluvialen Ablagerungen für möglich halten, in der That vorhanden ist. Es mag vielleicht etwas bedenklich scheinen, von einer Dislocation in postglacialer Zeit zu sprechen, deren Sprunghöhe mehr als 150 m beträgt. Allein wenn man erwägt, dass allein in der Schweiz im Jahre 1881 nach Heim²⁾ nicht weniger als 166 einzelne Erdstöße beobachtet und über dieselben der Erdbeben-Commission Mittheilungen gemacht wurden, und dass von diesen 166 Erschütterungen 18 von größerer Ausdehnung und genügender Intensität waren, um von einer namhaften Zahl von Bewohnern bemerkt zu werden, so muss man sich sagen, dass die abyssodynamischen Kräfte in den Alpen noch sehr thätig sind und dass eine Hebung von dem Betrag, wie sie die Verhältnisse bei Taxenbach erklären könnte, in postglacialer Zeit wohl denkbar erscheint, wenn auch bisher eine solche, von plötzlichen, mit vulcanischen Erscheinungen zusammenhängenden Bodenbewegungen abgesehen, noch nicht nachgewiesen ist.

Welche der zwei möglichen Erklärungen auch dem wirklichen Vorgang entsprechen mag, in jedem Falle lehren uns die verwickelten Erscheinungen, unter welchen die diluvialen Ablagerungen bei Taxenbach auftreten, ein großes Ereignis der Postglacialzeit kennen, sei es eine Verschiebung der Wasserscheide zwischen Saalach und Salzach, welche die Gewässer des Pinzgaus veranlasste, ihren Weg über Taxenbach und durch den Pass Lueg zu nehmen — sei es eine postglaciale Bodenbewegung, welche das Gebiet unterhalb Taxenbach emporhob, die Salzach zu Accumulation oberhalb und zu Erosion unterhalb zwingend und die Bildung einer Thalstufe hervorrufend.

¹⁾ Vgl. Penck: »Vergletscherung der deutschen Alpen.« S. 159.

²⁾ »Die Schweizerischen Erdbeben im Jahre 1881.« Bern. 1882.

ELFTES CAPITEL.

Die drei Vergletscherungen des Salzachgebietes.

Verfolgung des Gletscherrückzuges an der Hand der interglacialen Profile und der Verbreitung des Niederterrassenschotter. Rückzug des Eises der drei Gletscher bis mindestens Taxenbach, Saalfelden und Kitzbichl. Zwei Vergletscherungen. Die liegende Moräne am Glasenbach und der Deckenschotter als Spuren einer ältesten dritten Vergletscherung. Dimensionen der drei Vergletscherungen.

Wir ließen es oben bei der Besprechung der interglacialen Profile unentschieden, ob dieselben durch eine Vergletscherung mit localen Oscillationen in der Gegend eines jeden interglacialen Profiles oder durch zwei durch eine große Interglacialzeit von einander getrennte Vergletscherungen zu erklären seien. — Gletscherbäche sind in der Nähe des Gletscherendes mit Schutt schwer beladen, sodass sie auf einer wenig geneigten Fläche, wie es das Alpenvorland ist, ihr Material abzulagern gezwungen werden; hierdurch erklärt sich die Bildung des Niederterrassen- und des Hochterrassenschotter. Beide Schotterablagerungen sind zeitlich durch eine Periode der Erosion, der Thalvertiefung im Alpenvorland von einander getrennt. Eine so beträchtliche Erosion durch Gletscherbäche auf wenig geneigter Fläche in der Nähe des Gletscherendes ist undenkbar. Es muss also der Salzachgletscher während jener Periode der Erosion zwischen den zwei Perioden der Schotteraufschüttung sich soweit entfernt haben, dass die ihm entströmenden Gewässer sich ihrer überschüssigen Last, sei es direct durch Ablagerung etwa in einem See oder indirect durch Aufnahme von Zuflüssen, entledigt hatten. Wie weit er sich zurückzog, lehren die interglacialen Profile.

Das Conglomerat von Laufen erwies sich als Niederterrassenschotter, der hier beim Herannahen des Eises vor der Bildung der inneren Moränen abgelagert wurde. Sein Auftreten bei Laufen zeigt, dass in der That die Eismassen sich nach der Ablagerung der äußeren Moränen mindestens bis zum südlichsten Punkt des Conglomerates, also bis südlich von Saaldorf zurückzogen. Es ergibt sich die Nothwendigkeit, die Entstehung der interglacialen Profile von Feldkirchen und von Laufen einer einzigen Gletcheroscillation zuzuschreiben, eben dieser, auf welche wir auch aus der Erosionsperiode, die sich zwischen die Ablagerung des Hochterrassen- und Niederterrassenschotter einschaltete, schlossen. Uns ist es nun aber auch gelungen, den Niederterrassenschotter bis tief in das Herz des Gebirges hinein zu verfolgen und es zeigte sich als wahrscheinlich, dass derselbe einst im Gebirge wie im Alpenvorland eine zusammenhängende Decke gebildet hat, ehe er vom Gletscher betreten und zerstückt wurde. Bei Bischofshofen und Mühlbach lagern

unter demselben Moränen, die demnach gleichalterig sind mit den liegenden Moränen von Laufen: bis hierher muss das Eis mindestens sich zurückgezogen haben. Allein wir vermögen zu constatieren, dass der Rückzug des Eises noch ein gutes Stück weiter thalaufwärts erfolgte. Da auch der Schotter von Embach dem Niederterrassenschotter beizuzählen ist, also beim Herannahen der Vergletscherung abgelagert wurde, welche die innere Moränenzone schuf, und das Eis in der Periode zwischen der Ablagerung der äußeren und der inneren Moränen mindestens so weit zurückgewichen sein muss, als der Niederterrassenschotter sich thalaufwärts verfolgen lässt, so dürfen wir schließen, dass das ganze Salzachthal bis in die Gegend von Taxenbach eisfrei gewesen ist. Dieses Ergebnis ist um so wichtiger, als es bisher nur im Sillthal bei Innsbruck gelungen war den Rückzug des Eises vor Beginn der letzten Vergletscherung bis auf eine gleiche Entfernung von 25—30 km von den Gletscherherden der Gegenwart zurückzuverfolgen.

Eine Oscillation des Eises von der Nordgrenze der äußeren Moränenzone bis Taxenbach ist sehr beträchtlich. Wenn das Salzachthal bis mindestens hierher eisfrei war, so hatte der Zufluss aus dem Gasteiner Thal, sowie derjenige aus dem Rauriser Thal sich vom Hauptstrom getrennt. Eine gleiche Abnahme müssen wir nach der Verbreitung des Niederterrassenschotters im Saalachthal auch für die Eismassen des Saalachgletschers annehmen, und dass sie auch beim Chiemesee-Ahengletscher nicht geringer war, lehrt uns neben der Verbreitung des Niederterrassenschotters auch das interglaciale Profil von Kitzbichl.

Dass diese Periode geringer Gletscherentfaltung sich über einen langen Zeitraum erstreckte, welcher an Ausdehnung die seit der Ablagerung der inneren Moränen und des Niederterrassenschotters bis zur Gegenwart verstrichene Zeit übertrifft, machen die Wirkungen des erodierenden Wassers in beiden Zeiträumen wahrscheinlich (vgl. unten Seite 133). Diese Umstände lassen es uns wohl denkbar erscheinen, dass die Gletscher sich während der Periode der Erosion weit über Taxenbach, Saalfelden und Kitzbichl hinauf und bis in ihre Stammthäler zurückgezogen hatten, welche auch heute von Gletschern erfüllt sind. In einer zweiten Invasion brachen die Eismassen in die Hauptthäler ein und erreichten zum zweiten Mal das Alpenvorland, wo sie die Moränen der inneren Zone aufschütteten. Eine solche Oscillation ist keine bloße Schwankung mehr; wir haben es mit zwei selbständigen Vergletscherungen zu thun, welche durch eine Interglacialzeit von einander getrennt sind.

Oben sahen wir uns veranlasst, das Conglomerat am Glaserbach seiner Niveaueverhältnisse wegen nicht mit dem Niederterrassenschotter zu parallelisieren. Jünger konnte dasselbe nicht sein, da Moränen auf demselben lagern; es konnte nur älter sein; wir fanden als wahrscheinlichstes Äquivalent desselben im Alpenvorland den Hochterrassenschotter. Der Hochterrassenschotter wurde beim Herannahen der Gletschermassen gebildet, welche die äußeren Moränen abgelagerten; denn er erscheint auf großen Flächen (siehe Seite 75 und die geologische Karte) als Liegendes der letzteren; er ist also innerhalb des Moränengebietes älter als die äußeren Moränen. Es müsste daher auch die Moräne, welche am Glaserbach im Liegenden des Hochterrassenschotters auftritt, älter als die äußeren Moränen sein. Wir brauchen für die Erklärung dieser Moräne umso weniger unsere Zuflucht zu der Annahme einer localen Oscillation beim Herannahen der Vergletscherung, welche die äußeren Moränen schuf, zu nehmen, als die liegende Moräne am Glaserbach keineswegs die einzige Spur einer dritten ältesten Gletscherentfaltung ist, welche

uns erhalten blieb. Auch der Deckenschotter besitzt eine Eigenschaft, welche sich nicht durch ein Stromsystem, wie das gegenwärtige, erklären lässt, und welche beim Hochterrassenschotter und beim Niederterrassenschotter einen wesentlichen Beitrag zur Charakterisierung derselben als Glacialschotter lieferte: es führt der Deckenschotter an der westlichen Traun und an der Mattig erratische Urgebirgsgeschiebe. Wir waren schon oben geneigt den Deckenschotter für einen Glacialschotter zu erklären; allein es fehlten uns die Moränen, welche ihm entsprochen hätten. Am Glasenbach haben wir eine Moräne vor uns, die älter zu sein scheint als die äußeren Moränen, wie wir im Deckenschotter einen Glacialschotter vor uns haben, der älter ist als der Hochterrassenschotter. Die Entstehung beider Gebilde findet ihre ungezwungene Erklärung durch die Annahme einer dritten ältesten Vergletscherung. Dass es in der That eine dritte Vergletscherung und nicht etwa eine Oscillation der älteren oben besprochenen war, geht aus den gewaltigen Erosionserscheinungen hervor, welche den Deckenschotter und den Hochterrassenschotter von einander trennen. Diese Erosionswirkungen, welche den Deckenschotter fast ganz vernichteten, führen zu dem Schluss, dass die Interglacialzeit, welche der Ablagerung des Deckenschotters folgte, nicht minder lang war, wie die Interglacialzeit zwischen der Ablagerung der äußeren und inneren Moränen, und die Reducion der Gletscher nicht minder groß war, wie in der zweiten Interglacialzeit.

Für das Berchtesgadener Land beweist die Wimbachbreccie eine Wiederholung der Vergletscherung. Ob jedoch die Bildung der Breccie in die ältere oder in die jüngere Interglacialzeit und ob entsprechend die gekritzten Geschiebe in ihrem Liegenden der ältesten oder der zweiten Vergletscherung angehören, vermögen wir nicht zu entscheiden.

Die Zahl der Stellen, welche eine mehrfache Vergletscherung der Alpen beweisen, häuft sich von Tag zu Tag mit der fortschreitenden Erforschung der Glacialablagerungen; theils liegen dieselben im Alpenvorland, theils im Gebirge. Nicht immer gelingt es die Moränen und Glacialschotter auf zwei Vergletscherungen zurückzuführen, wie die Verhältnisse des Profiles am Glasenbach und des Deckenschotters lehren. Im ganzen deutschen Alpenvorland kehren die Erscheinungen wieder, welche uns im Salzachgebiet zu der Annahme einer dritten Vergletscherung führten. Überall, vom Rhein bis zur Salzach, sind drei Schottersysteme zu erkennen, welche durch Perioden der Erosion zeitlich von einander geschieden sind und von denen die zwei jüngeren mit den lössbedeckten äußeren und den lössfreien inneren Moränen als Glacialschotter in einen engen Connex treten, während das älteste System, dasjenige des Deckenschotters, erratische Geschiebe in Gegenden führt, wo deren Vorkommen durch fließendes Wasser sich nicht erklären lässt, wie an der Isar, am Chiemsee, an der westlichen Traun und an der Mattig. Es schloss Penck daraus auf eine dritte und älteste Vergletscherung, deren Moränen im Alpenvorland uns nicht erhalten sind.¹⁾ Wir mussten ihm auf Grund unserer Beobachtungen im Salzachgebiet beipflichten und glauben in der Moräne am Glasenbach eine directe Ablagerung dieser ältesten Vergletscherung gefunden zu haben. Drei Eiszeiten haben wir im Salzachgebiet kennen gelernt, drei Perioden der Aufschüttung von Moränen und Schottern, getrennt von einander durch zwei Interglacialzeiten, zwei Perioden der Erosion. Mit dem Ende der letzten Vergletscherung schließt die Diluvialzeit ab. (Vgl. d. Tab. Seite 163.)

¹⁾ •Vergletscherung. S. 307 ff.

Die drei Vergletscherungen des Salzachgebietes, welche wir nachzuweisen suchten, sind in ihrer Ausdehnung nicht gleichwerthig. Die Nordgrenze der inneren Moränen zieht 9 km südlich von der Nordgrenze der äußeren Moränen und lehrt uns eine Abnahme der Intensität des Gletscherphänomens von der zweiten zur dritten Vergletscherung erkennen. Wie weit die älteste Vergletscherung sich gegen Norden ausbreitete, vermögen wir nicht zu bestimmen. Penck schließt aus der Verbreitung der zusammenhängenden Decke des ältesten Schotter auf eine Ausdehnung derselben, welche nicht unerheblich gegen die Ausdehnung der zweiten Vergletscherung zurück blieb.¹⁾ Da im Salzachgebiet die Decke des ältesten Schotter außerordentlich stark zerstört ist und nur wenige Reste derselben sich erhalten haben, so vermögen wir diesen Schluss für den Salzachgletscher nicht zu wiederholen.

¹⁾ •Vergletscherung der deutschen Alpen.• S. 310.

ZWÖLFTES CAPITEL.

Die Seen des Salzachgebietes.

Moränenseen. Fehlen derselben in der äußeren Moränenzone. Die Theildepressionen des Salzachgebietes: der Waller See, die Mattseer Seengruppe, das Imer Moos, der Waginger See, das Tittmoninger Becken, das Oichtenthal und das Teisendorfer Becken. Entstehung derselben durch Glacialerosion. Einwürfe von Richter und Jamieson widerlegt. Das Salzburger Becken als Becken im Niederterrassenschotter. Der alte Salzburger See und seine Ausfüllung. Inseln in demselben sprechen nicht gegen eine Entstehung durch Glacialerosion. Die Centraldepression im Verhältnis zu den Theildepressionen. Alte Abflusscanäle der Theildepressionen. Die letzteren als Ursache der Leppenbildung beim Gletscherrückzug. Das Salzburger Becken ein Becken im Tertiär. Erklärung seiner Entstehung nach Suess aus geographischen Gründen unwahrscheinlich. Beckenerosion an recenten Gletschern. Hochgebirgsseen im Stubachthal. Entstehung des Salzburger Beckens während dreier Vergletscherungen als Ende des vom Gletscher vertieften Thales. Centraldepressionen der im Osten und Westen benachbarten kleineren Gletscher. Entstehung des Zeller Sees und der großen Seen des Barchtesgadener Landes. Postglaciale Seen durch Schuttkegel aufgedämmt.

Die Abhängigkeit der Verbreitung der Seen von der Verbreitung der Gletscher wurde zuerst von Leblanc erkannt, der bereits 1843 die zahlreichen Seen Norddeutschlands und Russlands mit einer alten Vergletscherung dieses Gebietes in Zusammenhang brachte.¹⁾ Volle 20 Jahre später wurde die gleiche Abhängigkeit von Ramsay, dem Leblanc's Arbeit unbekannt war, ausgesprochen. Heutzutage besteht kein Zweifel darüber, dass diese Abhängigkeit keine zufällige, sondern eine ursächliche ist: die Seen verdanken ihr Dasein alten Gletschern. Nur über die Art und Weise der ursächlichen Verknüpfung herrscht Streit: die einen nehmen — abgesehen von den kleinen echten Moränenseen — ein präglaciales Alter der Seen an und lassen dieselben durch Gletscher vor Ausfüllung bewahrt werden: andere stellen die Möglichkeit eines präglacialen Alters in Abrede und glauben schließen zu müssen, dass die Seen durch die Gletscher ausgehöhlt worden seien. Es steht die Conservierungstheorie der Erosionstheorie gegenüber.

Die Seen des Salzachgebietes liegen theils im Gebirge, theils in dem Alpenvorland. Die Seen des Gebirges gehören ihrerseits theils dem Typus der Hochgebirgsseen an, welche sich in Gehänge- und in Thalcirken oder, um ein gutes deutsches Wort zu gebrauchen, in Karen in bedeutender Höhe finden, theils den Thalseen, wie der Königssee, der Zeller See und der Hintersee. Die Seen des Alpenvorlandes liegen theils ganz zwischen aufgehäuften Endmoränen und besitzen dann meist nur

¹⁾ «Mémoire sur la relation qui existe entre les grandes hauteurs, les roches polies, les galets glaciaires, les lacs, les moraines et le diluvium dans les grandes montagnes et dans une large zone autour des pôles de la terre.» Bull. de la Soc. géol. d. Franco. 1842—43, S. 600—608.

unbedeutende Größe; theils fallen sie nur mit ihrem nördlichen Ende in das Gebiet der wallförmigen Endmoränen, während ihr Südende dem Gebiet des deckenförmigen Grundmoränenüberzuges angehört. Zu diesen sind die großen Seen des Alpenvorlandes zu rechnen: der Waginger See, die Seen der Mattseer Seengruppe und der Waller See. Allerdings liegen die beiden letzteren Vorkommnisse bereits innerhalb der Berge der Flyschzone, gehören also genau genommen zu den Gebirgsseen; allein sie besitzen, dank dem Umstand, dass die Flyschzone sich hier in weit von einander entfernte Einzelberge aufgelöst hat, durchaus die orographischen Eigenschaften der Vorlandsseen, zu denen ich sie aus diesem Grunde stellen möchte.

Die Moränenseen der Endmoränenzone verdanken ihre Existenz der unregelmäßig anhäufenden Thätigkeit der diluvialen Gletscher an ihrem Ende; sie gehören zu der von Penck aufgestellten Kategorie der Umwallungsseen.¹⁾ Sie sind vollständig in Moränen gebettet und reichen nirgends bis in deren Liegendes hinab. Die Zahl dieser Moränenseen war früher eine weit größere als heute; manche derselben sind als Seen geschwunden und an ihre Stelle sind Hochmoore getreten. Ihre Größe schwankt, übersteigt jedoch im Salzachgebiet 1 *km* nicht und ihre Tiefe ist jedenfalls außerordentlich gering. Beispiele solcher Seen sind der Leutgeringer See bei Tittmoning, der Hukinger See im Weilhardtforst, der See von Holzöster und der See von Pfaffing, beide östlich vom Imber Moos, die vier einst zusammenhängenden Egelseen bei Schleedorf nächst Mattsee u. s. w. Neben diesen verhältnismäßig größeren Seen existiert noch eine Unzahl von namenlosen Tümpeln und Teichen. Die größten als Seen erloschenen, heute von einem Hochmoor eingenommenen Depressionen sind das Filzmoos von Fuking und das Moos von Geretsberg. Hierher sind auch die zwei Lugiinger Seen halbwegs zwischen Mattsee und Salzburg zu zählen, welche zwar im Gebiete der Grundmoränen gelegen, doch einer ungleichmäßigen Anhäufung derselben ihr Dasein zu verdanken haben. Ein wesentliches Gesetz ergibt sich für die Verbreitung der kleinen Moränenseen: sie sind ausschließlich auf das Gebiet der inneren Moränenzone beschränkt und fehlen der Zone der äußeren Moränen gänzlich. Nicht einmal Moose haben sich hier erhalten und gerade das Fehlen der Seen ist ein Zug, der das große Alter der äußeren Moränen verräth.

Nicht minder als die Abhängigkeit der kleinen Seen von der Vergletscherung ist diejenige der großen. Danken jene ihr Dasein der unregelmäßig anhäufenden Wirkung der Gletscher, so führt sich die Existenz der letzteren auf eine unregelmäßige Abnutzung des Bodens durch die Gletscher, auf Gletschererosion zurück.

Der Waller See oder Seekirchner See besitzt bei einer Länge von 6 *km* eine Maximalbreite von 2 *km*; seine Tiefe ist nicht gemessen, dürfte jedoch nach der Form seiner Ufer zu urtheilen 80 *m* nicht wesentlich übersteigen. Sein größter Zufluss, der Wallerbach, entspringt nicht weit von seinem Ostufer, umfließt jedoch, durch einen Moränenwall vom See getrennt, das Nordende desselben und mündet von Nordwest in den See. Er hat hier einen Lappen des letzteren gänzlich zugeschüttet und sein Delta schon in den offenen See vorgeschoben. Denkt man sich diesen Arm rekonstruiert, so erkennt man, dass der kleine Waller See einst eine ähnliche zweigelappte Form besaß, wie der große Bodensee sie heute noch hat. Der Abfluss des Sees ist die Fischach, welche nicht etwa nach

¹⁾ Vergletscherung. S. 350.

Norden, sondern nach Südwesten strömt und unterhalb Salzburg in die Salzach sich ergießt.

Als vier Pfosten umgeben der Buchberg, der Tannberg, der Irrsberg und der St. Kolomannsberg, sämtliche der Flyschzone der Alpen angehörend, im Norden, Nordosten und Osten den See, welcher in einem mit Diluvialgebilden ganz erfüllten Thal zwischen ihnen eingesenkt ist. Das Nordende des Sees umziehen mehrere concentrisch gestellte Moränenwälle, welche, je mehr sie sich dem See nähern, desto stärker seinem Ufer sich anschmiegen. Allein trotzdem ist der See kein Moränensee; er ist in Niederterrassenschotter eingesenkt, welcher an seinem Südennde mehrfach aufgeschlossen ist, wie bei der Seeburg nördlich von Seekirchen, bei Hocheuroid u. a. O. m. Grundmoräne kleidet das Becken aus, indem sie den Niederterrassenschotter discordant abschneidet (vgl. Fig. 7, S. 82). Sie lässt sich von fast jedem Punkt, wo der Schotter in ihrem Liegenden auftritt, kontinuierlich bis an den Wasserspiegel verfolgen. Die Schichtung des Schotters ist überall ganz horizontal und stellenweise zeigt derselbe eine sehr lose Verfestigung; östlich von Seekirchen reicht er bis 28 m über den Seespiegel. Wohl zu unterscheiden von diesem Schotter sind eigenthümliche deutlich nach Art der Deltas geschichtete Kiese, welche am unteren Seeende etwas südlich von Seekirchen auftreten. Es fehlt Grundmoräne im Hangenden dieser Kiese, und dieselben dürfen wohl als eine Art Endmoränenbildungen betrachtet werden, die von dem sich zurückziehenden Gletscher in den See hinausgebaut wurden, als dessen Niveau infolge der Eisbarriere im Süden bedeutend höher stand als heute und sein Wasser noch nach Norden abfloss. An mehreren Stellen, so bei Weng und bei Zell findet sich noch eine Nagelfluh am Seeufer aufgeschlossen, welche einem der älteren Schottersysteme, vermuthlich dem Hochterrassenschotter, angehört. Von der Fischach, dem Abfluss des Sees, ist in ihrem Unterlauf überall die wenig mächtige Grundmoränenschicht durchschnitten und das liegende Tertiär entblößt. Erst bei der Haltestelle Hallwang stellt sich an derselben Niederterrassenschotter ein, der sie fast bis zu ihrer Mündung begleitet.

Die Mattseer Seengruppe setzt sich aus drei einzelnen Seen zusammen, welche in ihrer Gruppierung genau die Form des Waller Sees wieder spiegeln. Der Ober-Trumer und der Nieder-Trumer See sind durch einen Damm von einander getrennt, der z. Th. aus Moräne, z. Th. aus Tertiär besteht, wozu sich vielleicht auch noch Niederterrassenschotter gesellt, und der in der Mitte von einer schmalen Wasserstrasse durchschnitten wird, über welche eine Brücke geschlagen ist. Das Niveau dieser zwei Seen ist gleich, während der Spiegel des dritten Sees, des Grabensees, 2 m tiefer liegt. Der letztere wird vom Ober-Trumer See durch einen flachen mit Moräne bedeckten Schotterücken geschieden, den der Abfluss des Ober-Trumer Sees durchbricht; der Abfluss des Grabensees seinerseits, die Mattig, durchschneidet in einem engen, 30 m tiefen Thal den äußersten Moränenwall der inneren Zone und fließt durch das weite mit Niederterrassenschotter erfüllte Mattigthal nach Norden dem Inn zu. Wie der Waller See liegen auch die Mattseer Seen in einem Thal zwischen langgedehnten Flyschrücken: dem des Haunsberges im Westen und dem des Tannberges und des Buchberges im Osten. Flyschablagerungen finden sich fast an allen dem südlichen See zuströmenden Bächen, und Nummulitenschichten bei Mattsee und nordöstlich davon in Steinbrüchen dicht am Wasser aufgeschlossen. Fast nirgends jedoch bildet das Tertiär unmittelbar die Landoberfläche; es ist meist unter einer Decke von Grundmoränen oder Endmoränen versteckt. Um die

beiden nördlichen Seen ziehen sich Moränenwälle, deren Streichen eine enge Beziehung zu der Gestalt der Seengruppe offenbart.

Allein Moränen sind nicht die einzigen Diluvialgebilde, welche sich am Aufban der Seeufer beteiligen: die Seen sind in Niederterrassenschotter eingesenkt, welcher sich an dem Südende des Obertrumer Sees südöstlich von Ober-Trum bis zu 52 m, an seinem Nordende bei Zellhof und am Ausfluss der Mattig aus dem Grabensee bis 10 m über den Wasserspiegel erhebt und von Grundmoräne überlagert wird. Auch im Teufelsgraben soll nach Fugger und Kastner »glacialer Schotter« anstehen¹⁾; doch gelang es mir nicht, denselben zu beobachten; die Aufschlüsse zeigen nur Moräne mit vielen gekritzten Geschieben.

Dass das Ibmter Moos einst ein ausgedehnter See war, dessen Reste wir heute noch in den zwei kleinen Seen bei Ibm erblicken, kann einem Zweifel nicht unterliegen. Die weitausgedehnte, fast völlig horizontale Moosfläche spricht dafür. Die Gestalt der Ibmter Depression ist verschieden von der Form der oben besprochenen Seen; sie besitzt zwar auch zwei Lappen, welche jedoch sich nicht nach Norden, sondern nach Süden erstrecken. Gleichsam als eine südliche Fortsetzung des Ibmter Moooses, jedoch in höherem Niveau gelegen und von demselben durch einen schmalen, mit Moräne bedeckten, niedrigen Glacialer Schotterrücken getrennt, erscheint das Bührmoos. Der Abfluss des Ibmter Moooses, mit dem der quer über das Moos hinübergezogene Franzenscanal in Verbindung steht, ist die Moosach, die bei St. Georgen in die Salzach mündet. Die Ibmter Depression oder der alte Ibmter See, wie wir ihn nennen können, liegt nicht wie der Waller See und die Seen bei Mattsee in einem Thal zwischen Tertiärböhen, sondern ist nur in Niederterrassenschotter eingesenkt, der an seinen Ufern mehrfach aufgeschlossen ist und bis 20 m über das Niveau des Moooses emporsteigt. Der ganze Rücken, auf dem Schwerting und Maxdorf liegen, setzt sich aus horizontal geschichteten und verfestigtem Schotter zusammen, welcher von Grundmoräne überlagert und discordant abgeschnitten wird; dieselbe zieht an ihm zum Niveau des Filzes hinab. Das gleiche lässt sich trefflich bei Holzhausen beobachten. Der Schotter ist ferner besonders schön in drei Kiesgruben westlich von Lamprechtshausen aufgeschlossen, wo die hangende Grundmoräne 1,5—9 m Mächtigkeit aufweist. Um das Nordende des Moooses schlingen sich Moränenwälle, die z. Th. in einzelne Hügel aufgelöst sind und in hervorragender Weise den Charakter der Moränenlandschaft zeigen.

Der Waginger See, der größte der Seen des Salzachgebietes, mit einer Gesamtlänge von 10 km, zerfällt in drei hintereinandergereihte Becken mit gleichem Niveau, deren nördlichstes, der Tachinger See genannt, eine größte Tiefe von 16 m, deren mittleres ohne Namen eine Tiefe von 13 m und deren südlichstes, der Waginger See im engeren Sinn, eine Tiefe von 27,6 m erreicht.²⁾ Der See liegt in einem Thal, welches östlich von der alten Deltaablagerung begrenzt ist, die den Rücken zwischen Steinmasl und Dürnberg zusammensetzt. Wie bei allen oben besprochenen Depressionen, ist auch das Nordende des Waginger Sees in Endmoränen gebettet. Am Südende hingegen zeigt es sich, dass der See in Niederterrassenschotter eingesenkt ist, welcher von Grundmoräne überlagert wird und an dem letztere hinab zum

¹⁾ »Spuren der Eiszeit im Lande Salzburg.« Salzburg 86, S. 551B.

²⁾ Nach A. Geistbeck's Tiefenkarte des Waginger Sees in seinem Werke »Die Bayerischen Seen.« Atlas zu den Mittheilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig 1864.

Seeniveau zieht. Derselbe setzt weiter gegen Süden die Gehänge der vom Waginger See gegen Freilassing hinziehenden Furche zusammen, wo er mehrfach unter Grundmoräne aufgeschlossen ist, wie am rechten Ufer der Sur westlich von Schönram und an der Chaussée nach Salzburg nördlich von Sillersdorf. Der Boden des Sees ist mit Grundmoräne angekleidet, wie man an mehreren, Dank einer vor einigen Jahren erfolgten Tieferlegung des Sees emporgetauchten Punkten erkennen kann. Die Grundmoräne besitzt hier ein eigentümlich schwärzliches Aussehen, wie ich es sonst nur an den liegenden Moränen bei Laufen und bei Bischofahofen beobachtet habe. An den Ufern, die z. Th. eine bedeutende Steilheit besitzen, streicht vielfach marine tertiäre Mollasse aus.

Alle vier Depressionen haben gemein, dass sie theilweise der Endmoränenzone angehören, ohne jedoch echte Moränenseen zu sein, da sie gleichzeitig in Niederterrassenschotter eingesenkt sind. Diese beiden Eigenschaften theilen mit ihnen zwei Thalbecken, welche heute nicht als Depressionen erscheinen, sondern ihrer ganzen Länge nach von rinnendem Wasser durchströmt werden. Das Thalbecken von Tittmoning erstreckt sich in einer Länge von 18 km und wird in seiner ganzen Ausdehnung von der Salzach durchflossen. Das Becken reicht durchweg in das Tertiär hinab. Die Salzachdurchbrüche von Laufen und Nurreut sind echte Erosionsschluchten, und so eng, dass die Straße neben dem Fluss nicht Platz finden kann, sondern die Höhen übersteigen muss. Die Tiefe der Durchbruchthäler soweit sie postglacial sind, beträgt 60 m, beziehungsweise circa 100 m. An dem postglacialen Alter der Durchbrüche ist ein Zweifel nicht möglich. Die Wände des Laufener Durchbruches werden durch verfestigten Niederterrassenschotter gebildet, der auf Grundmoräne und Tertiär auflagert; diejenigen des Durchbruches bei Nurreut bestehen von unten nach oben aus Flinz, Tertiärkies und einer Nagelfluh, welche dem Niederterrassenschotter zuzurechnen ist, überlagert von Moräne. Alle diese Ablagerungen entsprechen einander auf beiden Ufern; die Moräne hält sich überall im höchsten Niveau, was nicht der Fall sein könnte, wenn der Durchbruch präglacial wäre. Denken wir uns diese beiden Durchbruchthäler geschlossen, so erhalten wir ein Becken, das gewiss seine heutige Form theilweise der postglacialen Erosion der Salzach verdankt; allein es hat bereits, wenn auch nicht in seiner ganzen Ausdehnung, zum Schlusse der Vergletscherung als Becken existiert, zieht doch bei Tittmoning Grundmoräne vom Rande des Beckens bis tief in dasselbe hinab und lässt sich hier bis 14 m über dem Fluss anstehend und nicht etwa in abgerutschten Partien verfolgen. Dieselbe ist hier in ihrer lacustren Facies als ein theilweise sehr fein geschichteter Bänderthon entwickelt, in welchem stellenweise kleine Nester von Gletschergeschieben eingeschlossen sind. Dieser Bänderthon, der wohl eine Mächtigkeit von 15—20 m besitzt, setzt die unregelmäßige Terrasse am linken Salzachufer gleich nördlich von Tittmoning zusammen. Die Schichtung des ganz außerordentlich feinen Materiales lässt mit Sicherheit auf eine Ablagerung in einem stehenden Gewässer schließen; die Ausdehnung der Terrasse ihrerseits lehrt, dass dieses stehende Gewässer sich mehr als 15 km nach Norden von Tittmoning aus erstreckte. Heute wird die Moräne von der Salzach fortwährend unterwaschen und weggeführt. Diese lacustre Moräne kann als Beweis dafür gelten, dass in der That am Schlusse der Eiszeit das Becken von Tittmoning ein See war, auf dessen Grund sich jene Moräne niederschlug, als der Gletscher noch das Südende des Sees erfüllte.

Das Tittmoninger Becken ist in Niederterrassenschotter 40—50 m tief eingesenkt. Denn wir finden denselben im Süden bei Laufen bis 450 m ansteigend, ferner auch im Norden jenseits der Endmoränen in 445 m Höhe und unter denselben im Salzachdurchbruch, während bei Tittmoning Grundmoräne in 392 m Höhe auftritt. Gleichzeitig umziehen das Nordende des Beckens Moränenwälle. Es reiht sich daher das Becken von Tittmoning den vier oben besprochenen Depressionen in jeder Beziehung an.

Dem Tittmoninger Becken dürfte das Becken von Teisendorf wohl an die Seite zu stellen sein. Es mag dasselbe einst einen etwa 6—7 km langen, flachen See beherbergt haben. Doch ist dieser heute völlig geschwunden und Alluvionen der Sur und der vom Teisenberg herabstürzenden Bäche bedecken den Boden des Thalbeckens, welches von der Sur entwässert wird, die bei Teisendorf in ein enges Erosionsthal eintritt. Die Sur, welche zuerst die Richtung nach dem Waginger See hin einschlägt, wendet sich plötzlich in der Gegend von Schönram unter einem spitzen Winkel nach Südost und behält diese Richtung bis Freilassing bei. Hier jedoch schwenkt sie, immer unter starker Serpentinbildung, plötzlich wieder nach Norden und vereinigt bei Surheim ihr Wasser mit demjenigen der Salzach. Das Teisendorfer Becken ist bei Teisendorf selbst völlig mit Moränen ausgekleidet. Sein westliches Ende hingegen ist in Niederterrassenschotter eingesenkt, der bei Kapell und südlich von Lauter aufgeschlossen ist. Dieser Schotter gehört jedoch nicht mehr der großen Decke des Salzachschotters an, wie die Vorkommnisse bei Straß und Saaldorf, sondern wurde von einem nach Westen der Traun zufließenden Gletscherbach aufgebaut.

Bei Laufen mündet das 14 km lange Oichtenthal in das Salzachthal. Dasselbe ist gänzlich versumpft und wird von dem Oichtbach durchflossen, der in seinem 8 km langen Oberlauf ein ganz auffallend kleines Gefälle von 0.6‰ = 1:1650 besitzt, das in seinem Unterlauf auf 2.4‰ = 1:420 ansteigt. Dieses lange Thal, das gewiss nie ein abgeschlossenes Becken war, ist ein Thal im Tertiär. Im Osten wird es von dem Haunsberggrücken begleitet; im Westen bestehen die Höhen des Lielonberges aus tertiärem Sandstein, der identisch mit dem Tertiär von Laufen ist. Um das Nordende des Thales schaaren sich Endmoränenwälle, der mittlere und südliche Theil hingegen bildet ein Thal in Niederterrassenschotter, der discordant von Grundmoräne abgeschnitten wird. Diese Discordanz läßt sich südlich von Dorfbeuern in einem großen Aufschlusse beobachten.

Sechs Becken haben wir kennen gelernt, von denen drei heute noch von stehenden Gewässern eingenommen werden, ein viertes von einem Moos erfüllt und das fünfte und sechste heute gar von einem Fluss ihrer Länge nach durchflossen. Als ein Gebilde von großer Ähnlichkeit reiht sich diesen sechs Becken ein weites Thal an. Alle diese sieben Becken und Thäler repräsentieren Löcher in der Decke des Niederterrassenschotters; alle sieben sind mit Grundmoräne ausgekleidet; alle sieben an ihrem Nordende von bogenförmig gestellten Moränenzügen umgeben. Sie sind alle jünger als der Niederterrassenschotter, in den sie eingesenkt sind, und älter als die Grundmoränen, welche die Depressionen auskleiden. Der Niederterrassenschotter ist der Glacialschotter der letzten Vergletscherung, welche die Endmoränenwälle der inneren Zone aufschüttete. Er wurde, da er innerhalb der Moränenzone im Liegenden der Moränen auftritt, beim Herannahen der Vergletscherung vor dem Gletscher von den Gletscherbächen abgelagert; es konnten also die

Depressionen nicht existieren, als der Gletscher nahte; als der Gletscher wich, sind sie da, denn Grundmoräne kleidet ihre Wandungen aus. Sie entstanden während der Gletscherbedeckung, sie entstanden unter dem Gletscher — also durch den Gletscher.

Ed. Richter hat, gestützt auf ein Vorkommnis am Obersalzbachkees¹⁾, welches mir aus eigener Anschauung bekannt ist, den Einwurf gemacht, ob nicht vielleicht die Entstehung der Mulden des Alpenvorlandes durch Einsturz beim Schmelzen sogenannter toter Gletscher erklärt werden könnte, welche beim Rückzug der Vergletscherung sich hie und da abgelöst hätten und nachträglich von Kiesmassen bedeckt worden seien, und Heim²⁾ adoptierte diese Anschauung in seiner Gletscherkunde. Allein dieselbe entspricht den Thatsachen nicht. Hätte ein nachträgliches Überschütten des toten Gletschers mit Kies stattgefunden, so dürfte nicht schlammige Grundmoräne im Hangenden des Schotters auftreten; es müsste ferner der Schotter der Schichtung entbehren und Einsturzerscheinungen zeigen. Der Glacialschotter liegt jedoch gänzlich ungestört und horizontal und wird von der Moräne scharf discordant abgeschnitten.

Ein anderer Einwurf, der häufig gemacht wurde, ist nicht minder haltlos. Man meinte, der Glacialschotter sei überhaupt nicht dort abgelagert worden, wo wir heute die Becken erblicken; es habe vielmehr der Gletscher das Becken erfüllt und erst am Rande desselben durch seine Gletscherbäche den Schotter aufgehäuft und so das Becken conservirt. In der That kann ein Zweifel darüber nicht bestehen, dass auf diese Weise Schotter außerhalb der Moränen abgelagert wurden, welche dort oft ein bedeutend höheres Niveau besitzen, als es nach der Verbreitung der Grundmoränen zu urtheilen die Gletschersohle je inne hatte. Allein für die Theile der Schottermassen, in welche die Becken unmittelbar eingesenkt sind, ist eine derartige Erklärung unmöglich. Es müssten dann gewiss an derjenigen Seite der Becken, welche dem Gletscherherd zugewandt war, d. h. an der Südseite, Schotter nicht abgelagert worden sein. Allein es fehlt nur bei zwei Vorkommnissen, dem Oichtener Thal und dem Teisendorfer Becken Schotter an der Süd-, beziehungsweise Ostseite. Bei allen anderen fünf Depressionen liegen am Südende Glacialschotter unter Grundmoräne. Völlig unhaltbar erscheint die obige Ansicht, wenn man beobachtet, dass überall die Schotteroberfläche im Gebiete eines Beckens einer einheitlichen, sanft geneigten Fläche angehört. Wo wir uns auch hinwenden, am Waller See wie am Imner Moos, am Bührmoos wie am Südende des Waginger Sees und in der von hier südostwärts ziehenden Thalfurche, überall entspricht die Oberfläche des Schotters am linken ziemlich genau derjenigen des Schotters am rechten Gehänge.

Betrachtet man die in der geologischen Karte zur Darstellung gebrachte Verbreitung des Niedertennassenschotters, ruft man sich gleichzeitig ins Gedächtnis zurück, dass der Schotter unter der Grundmoräne deutlich an den Gehängen aller Depressionen austreicht, so kann ein Zweifel darüber nicht bestehen, dass der Schotter einst eine zusammenhängende Decke bildete und durch nachträgliche Erosion geschwunden ist. Dass diese Erosion vom Gletscher vollführt wurde, lehrt die Grundmoräne, welche die Becken auskleidet.

Jamieson³⁾ hält die Vorlandseen für eine Folge der elastischen Nachwirkung der Erdkruste, welche unter den ungeheuren Eismassen

¹⁾ Zeitschrift des Deutsch. und Österr. Alpenver. 1883, S. 38.

²⁾ Die neuere Ansicht Heim's vgl. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1886, S. 161.

³⁾ »On the cause of the depression and relevation of the land during the glacial period.« Geol. Mag. Sept. und Oct. 1882.

der Eiszeit in die Tiefe gedrückt worden sei, sodass hierdurch Thäler zu Seen aufgedämmt wurden. Jamieson hat jedoch einen Umstand nicht beachtet: die Eisbedeckung des Gebirges war nur temporär; die Bedeckung des Alpenvorlandes mit einer mächtigen Diluvialschicht durch die Eiszeit ist permanent. Waren die Alpen durch die Eisbelastung gesunken, so musste nach dem Schwinden der Vergletscherung das Alpenvorland sinken, da dasselbe durch die gewaltigen dem Gebirge entnommenen Schuttmassen gleichsam mit einem Gegengewicht belastet war. So wirkte die Last der diluvialen Ablagerungen im Alpenvorland der elastischen Nachwirkung entgegen, welche etwa durch eine Deformierung der Erdkruste infolge des Druckes der Gletschermassen veranlasst worden sein könnte. Jamieson's Hypothese steht gleichzeitig auch mit der von uns beobachteten Thatsache im Widerspruch, dass seit der Ablagerung des Hochterrassenschotterers eine Bodenbewegung im Alpenvorlande nicht stattgefunden hat.

Bei Lauten reicht der Niederterrassenschotter bis zu 450 m Höhe und wird hier von Moränen überlagert; verfolgen wir den Schotter nach Süden, so sehen wir die Moräne sich immer tiefer und tiefer senken, während der liegende Schotter seine horizontale Schichtung behält. Bei Saaldorf hat die hangende Moräne die Höhe der postglacialen Terrasse erreicht, unter welcher sie in 420 m Höhe verschwindet. Wir erkennen eine großartige Discordanz zwischen dem Schotter und der Moräne. Diese Discordanz und die horizontale Schichtung des Schotterers lehrt uns, dass der Schotter hier zwar abgelagert, aber nachträglich erodiert wurde. Der Schotter besitzt — vor allem in seinen unteren Schichten — keineswegs den Charakter, den er zu besitzen pflegt, wenn er dicht am Gletscherende gebildet wurde; es fehlen gekritzte Geschiebe, nirgends treten schlammige Partien oder gar Schmitzen von Grundmoräne auf. Dieses verräth, dass der Gletscher noch in bedeutender Entfernung war, als seine Gletscherbäche den Schotter aufhäufte. Derselbe ist jedoch auch weiter thalaufwärts abgelagert worden. Wir fanden Reste desselben bei Reichenhall und bei Hallein und konnten ihn an der Salzach bis Taxenbach aufwärts verfolgen. Fassten wir diese Reste des Schotterers im Gebirge ins Auge und vergegenwärtigten wir uns, dass derselbe am ganzen Nordsaum des Salzburger Beckens, bei Hallwang, Laufen, Saaldorf und Straß, in ausgedehnten Partien auftritt, so schien es in der That, als müssten wir eine einheitliche Decke des Schotterers annehmen. Es dürfte demnach einst das Salzburger Becken von Niederterrassenschotterern erfüllt gewesen sein, als der Gletscher dasselbe betrat. Nach dem Rückzuge des Eises ist das Becken als solches schon da, denn Grundmoräne kleidet seine Wandungen aus (vgl. Karte II). Es erscheint dasselbe als durch Gletschererosion entstanden.

Das Salzburger Becken war wohl einst ein großer See, der später von mächtigen postglacialen Schotterablagerungen ausgefüllt wurde, in welche heute die Salzach ihr Thal wieder mehrere Meter tief eingeschnitten hat. Vergeblich habe ich nach Angaben über etwaige schräg geschichtete, deltaartige Schotterablagerungen im Boden des Beckens von Salzburg gesucht. Der Untergrund desselben ist nirgends in bedeutender Tiefe aufgeschlossen. Eine Bohrung nördlich von Grödig ergab unter dem Moorgrund bis zu einer Tiefe von 24 m unter der Erdoberfläche ausschließlich Schotter, über dessen Schichtung jedoch nichts gesagt ist.¹⁾ An der Salzach sind nur horizontale Schottermassen

¹⁾ Fugger, »Gase im Untersberger Moos.« Mittheil. der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde. XIX. 1879, S. 77.

entblößt. Das Gefälle dieser Schotterflächen ist auffallend klein, verglichen mit dem Gefälle der Salzach auf der gleichen Strecke, und beträgt $0.6\%_{00} = 1:1650$ gegenüber $1.3\%_{00} = 1:800$, während doch schuttkegelartig abgelagerte Schottermassen, wie die Schotter außerhalb der Moränen, in der Regel ein weit stärkeres Gefälle besitzen, als der Fluss, der in sie einschneidet. Die Ablagerung dieses Schotters ist nicht auf das Salzburger Becken allein beschränkt geblieben; er findet sich auch jenseits des Salzachdurchbruches im Becken von Tittmoning, wo er gleichfalls als Terrasse am Westgehänge bis Kirchheim sich verfolgen lässt. Es lehrt diese Verbreitung, dass zur Zeit, als seine obersten Partien abgelagert wurden, der Durchbruch bei Laufen schon bestand. Andererseits wissen wir, dass der Durchbruch postglacial ist und beim Schluss der Vergletscherung nicht existierte, wohl aber das mit Moränen ausgekleidete Salzburger Becken. War nun aber das Durchbruchthal geschlossen, so mussten 40 m über dem heutigen Wasserspiegel — so hoch liegt der tiefste Punkt der Umrandung des Beckens, vom Salzachthal abgesehen — gleich nach Schluss der Glacialzeit die Wasser abfließen d. h. es musste dann das ganze weite Salzburger Becken von einem großen See eingenommen sein. D. e. von Süden her mündende Salzach schüttete den See immer mehr und mehr zu und gleichzeitig schnitt der Abfluss immer tiefer bei Laufen ein. Allein selbst als der See schon geschwunden war, vermochte die Salzach noch nicht alles Geröll, das sie herbeitrug, auch weiter zu schleppen: sie lagerte es auf ihrem Delta in horizontal geschichteten Bänken ab. In neuester Zeit jedoch hat die Geröllablagerung aufgehört und an ihre Stelle ist eine Periode der Erosion getreten, während der jedoch die Salzach noch nirgends die horizontal geschichteten Schotterlagen völlig zu durchschneiden vermocht hat. — Ob wir die deltaartig geschichtete, ausschließlich aus Kalkgeschieben der verschiedensten Größe bestehende Wildbachablagerung am Ausgang des bei Hallein in das Salzachthal mündenden Tauglhales, welche bis etwa 500 m Höhe emporreicht und in der Nähe des Wirthshauses zwischen Vigaun und Taxach aufgeschlossen ist, als ein in den Salzburger See abgelagertes Delta des Tauglbaches betrachten dürfen, erscheint des hohen Niveaus wegen fraglich. Wie weit sich der Wasserspiegel des gewaltigen Sees einst nach Süden erstreckte, ist nicht zu bestimmen, da wir die Mächtigkeit der postglacialen Schotterablagerungen, die das Becken erfüllen, nicht kennen.

Hand in Hand mit der letzten Anschüttung von Schotter war auch die Ausfüllung des Oichtener Thales gegangen, welches mit dem Salzburger Becken frei communiciert. Als dann die Salzach ihr Bett wieder vertiefte, wurde der Oichtenbach gezwungen, seinen Unterlauf tiefer einzugraben; doch hat diese kleine Stromschnelle sich wenig weit rückwärts eingeschnitten und es ist noch heute das Gefälle des Unterlaufes des Oichtenbaches bedeutend größer als dasjenige seines Oberlaufes.

Aus dem Salzburger See ragten als Inseln die vier Hügel der Stadt Salzburg empor. Ein Einwurf, der oft gegen die Gletschererosion gemacht worden ist, lässt sich gerade gegen die Aushobelung des Salzburger Beckens durch Gletscher erheben. Warum hat der Gletscher die isolierten Felsmassen des Capucinerberges und des Mönchsberges stehen gelassen? Diese Klippen weisen, ausgenommen eine Moräne, welche Fugger am Fuße des Capucinerberges erwähnt¹⁾, keine Spur von Glacialwirkung auf, ein Umstand, der durch die auf ihnen angelegten Bauten seine Er-

¹⁾ Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1883. S. 82.

klärung findet. Kein Gletscherschliff hat sich erhalten, und wenn Leblanc¹⁾ von zahlreichen Gletscherschliffen am Capucinerberge spricht, so hält er die Rutschflächen, welche nach allen Richtungen hin das Gestein durchsetzen, jedoch nie an der Oberfläche etwa unter Moräne auftreten, für eine Wirkung der Gletscher.

Der Gletscher erodiert mit seinem Eis nur wenig; das Werkzeug, mit dem er arbeitet, ist die Grundmoräne, welche er unter dem Drucke seiner Eismassen wie eine Feile über den Untergrund hinwegschleppt. Branden die Eismassen an so steilen Klippen, wie es die drei Hügel bei Salzburg sind, so wird sich die untere Schicht des Gletschers theilen und rechts und links die Klippen umfließen, während die oberen Schichten ruhig darüber hinwegströmen. Die Klippen sind zu steil, als dass die Gletschersohle sie ersteigen könnte. Die Grundmoräne wird nicht über die Klippen, sondern unten an den Klippen sich theilend, vorbeigeschleppt. Während die Klippen nur der schwachen Erosion des blanken Eises ausgesetzt sind, erleidet die tiefer gelegene Nachbarschaft eine weit stärkere Erosion durch die Grundmoräne. So erscheint es möglich, dass Klippen, wenn sie einmal — etwa vom fließenden Wasser — an der Stoßseite eine genügende Böschung erhalten haben und die Grundmoräne, statt vom Gletscher an den Klippen hinaufgeschleppt zu werden, dieselben umgeht, sich unter dem Eis trotz der Gletschererosion erhalten können.

Die Höhenkarte zeigt, wie alle sieben oben geschilderten Depressionen an den Enden von Thälern liegen, die gegen das Salzburger Becken convergieren. Eine Furche zieht zwischen den Tertiärhöhen des Kolomannsberges und des Tann- und Buchberges vom Waller See gegen Salzburg herab. Heute folgt ihr die Fischach; allein die Furche ist keineswegs ein Werk derselben. Die Wirkung der postglacialen Erosion ist die enge Schlucht, in der in ihrem Unterlauf die Fischach dahinfließt. Die breite Furche selbst, welche der Fischach den Weg vorzeichnete, existierte schon beim Schluss der letzten Vergletscherung. Denn überall lagert in derselben Grundmoräne und stellenweise auch Niederterrassenschotter ungestört auf Flysch auf. Eine gleich deutliche Furche zwischen dem Trumer See und dem Salzburger Becken fehlt; daher haben auch die Wasser der Mattseer Seen sich keinen Ausweg nach Süden, sondern einen solchen nach Norden gebahnt. Doch lehrt die Lage der Mattseer Seen zwischen dem Hausberg einer- und dem Tannberg und dem Buchberg anderseits, dass hier ein Thal im Tertiär vorhanden ist, nur dass dieses Thal nicht nach Süden, sondern nach Norden sich senkt; ein Riegel von Tertiär sperrt die Depression der Mattseer Seen von dem Salzburger Becken ab. Dass das Oichtener Thal eine von Norden zum Salzburger Becken ziehende Furche darstellt, braucht nicht ausdrücklich erwähnt zu werden. Aber auch vom Ibmmer Moos zieht eine Furche nach Süden, welche vom Oichtener Thal wie von dem Tittmoninger Becken durch Höhenrücken getrennt wird. Gleichfalls erstreckt sich eine Furche vom Südende des Waginger Sees gegen Salzburg; wenn dieselbe auch nicht vom Abfluss des Sees benützt wird, der an einem flachen Rücken mitten in der Furche gegen Nordost abgelenkt wird, so ist sie darum doch nicht weniger deutlich. Auch hier findet sich zu beiden Seiten der Furche anstehendes älteres Gestein, das zwar nicht dem Flysch, wohl aber der präglacialen großen Deltabildung angehört,

¹⁾ Leblanc, «Mémoire sur la relation qui existe entre les grandes hauteurs, les roches polies, les galets glaciaires, les lacs, les moraines et le diluvium dans les grandes montagnes et dans une large zone autour des pôles de la terre.» Bulletin de la Société géologique de France t. 1842—43. S. 800 f.

welche bei Weildorf und zwischen dem Waginger See und der Salzach mehrfach aufgeschlossen ist. Eine siebente Furche verbindet, jedoch wenig ausgesprochen, das Teisendorfer mit dem Salzburger Becken und eine achte zieht von Salzburg zwischen Gaisberg und Heuberg gegen Hof hin, woselbst sie eine Berührung der Eismassen des Salzachgletschers und des Traungletschers vermittelt. So befinden sich alle Depressionen in Furchen, welche von dem Salzburger Becken ausstrahlen; sie zeigen als Theildepressionen eine Abhängigkeit von der Centraldepression. Sie liegen, wie die nachfolgende Tabelle zeigt, mit Ausnahme des Tittmoninger Beckens alle höher als das Becken von Salzburg und senden ihre Abflüsse, ausgenommen die Mattseer Seen, nicht durch die Endmoränenzone nach Norden, sondern nach Süden dem Salzburger Becken oder seiner nördlichen Fortsetzung, dem Tittmoninger Becken zu.

Salzburger Becken	410 m
Waller See	504 m
Trumer See	500 m
Oichtenthal	420 m
Immer Moos	424 m
Tittmoninger Becken	370 m
Waginger See	445 m
Teisendorfer Becken	circa 500 m

Ein Blick auf die in der geologischen Karte zur Darstellung gebrachte Vertheilung der Moränenwälle lehrt uns das eigenthümliche Verhältnis zwischen den Theildepressionen und den Endmoränen kennen. Unbekümmert um die Lage der Theildepressionen zieht die äußerste Endmoräne — abgesehen von dem durch die Tertiärberge stark beeinflussten östlichen Flügel der Moränenzone — in regelmäßigem Bogen um die Mündung des Salzachthales. Die Lage der jüngeren Endmoränen zeigt, dass der zurückgehende Gletscher sich in einzelne Lappen zerlegte, welche sich gerade in den Theildepressionen am längsten hielten. Bei mehreren derselben verrathen Trockenthäler, die je am Nordende der Depression, von der sie durch eine niedrige Wasserscheide getrennt sind, entspringen, dass diese Gletscherlappen ihre Gletscherbäche nach Norden sandten und die Seen nicht wie heute nach Süden zum Salzburger Becken, sondern nach Norden sich entwässerten. Als der Waller-See-Arm des Salzachgletschers sich zurückzuziehen begann und das Becken des Waller Sees selbst bereits verlassen hatte, sich jedoch noch im Fischachthal hielt und bei Seekirchen die oben erwähnten eigenthümlichen Moränen aufbaute, da versperrte er dem Abfluss des Sees den Weg nach Süden. Es stand damals der Wasserspiegel so hoch, dass das Wasser bei der Station Neumarkt in 630 m Höhe nach Norden überströmte. In gleicher Höhe ungefähr floss zu jener Zeit der Nieder-Trumer See direct nach Norden gegen Lochen zu ab, als der Gletscher noch den Weg über Zellhof und den Grabensee versperrte. Die im Oichtener Thal durch den Gletscher aufgestauten Wasser strömten durch das schöne Gietzinger Trockenthal in circa 470 m Höhe gegen Norden über und dem Inn direct zu. Der Abfluss des Waginger Sees scheint damals den See bei Gessenhausen in 480 m Höhe verlassen und gegen Kirchheim sich gewendet zu haben. Ein sehr tiefes Trockenthal zieht vom Teisendorfer Becken, von dem heute seine Gewässer durch eine in 600 m Höhe gelegene, kaum sichtbare Wasserscheide getrennt sind, gegen Westen nach der Traun zu und zeigt uns den Weg, den beim Rückzug des Eises der Abfluss des Teisendorfer

Beckens nahm. In diese Zeit des Rückzuges der Eismassen, als dieselben sich bereits in einzelne Lappen zerlegt hatten, dürfte auch die Ablagerung der eigenthümlichen, mächtigen und z. Th. schräg geschichteten Sande und Schotter zu verlegen sein, welche die ausgedehnte, in 400 bis 410 m Höhe gelegene, sanft gewellte Terrasse am linken Gelänge des Salzachthales zwischen Friedorfing und Kirchheim zusammensetzen. Dieselben wurden wohl von der Ache, dem Ausfluss des Waginger Sees, abgelagert, in deren Thal sie sich bis Kirchanschöring aufwärts verfolgen lassen (siehe Karte II).

Wenn wir nach den Ursachen fragen, welche den Gletscher veranlasst haben können, sich derart beim Rückzug in Lappen zu theilen, so müssen wir sagen: entweder war an den sich haltenden Lappen die Abschmelzung eine geringere als an den übrigen Theilen, oder das Eis war an der betreffenden Stelle mächtiger als in der Nachbarschaft. Das Maß der Abschmelzung hängt wesentlich von der Schuttbedeckung des Gletschers ab, eine Abhängigkeit, die jeder Gletschertisch, jede Mittelmoräne zeigt. Dieses Verhältnis muss auf die Gestalt des Gletscherendes, wenn der Gletscher nicht etwa gerade in raschem Vorrücken begriffen ist und das Gletscherende auch nicht gleichmäßig schuttbedeckt ist, von wesentlichem Einfluss sein. Es werden alle schuttbedeckten Theile als Zungen, alle schuttfreien als Einbuchtungen erscheinen. Trefflich war dieses im Jahre 1884 am Obersulzbachkees zu beobachten.¹⁾ Während das von der Mittelmoräne geschützte Eis als lange Zunge sich präsentierte, waren die verhältnismäßig schuttfreien Flanken der Abschmelzung viel stärker unterworfen und traten weit zurück. Dass der Salzachgletscher Oberflächenmoränen trug, wenn dieselben auch z. Th. aus Grundmoränenmaterial bestanden, wurde oben (S. 27) auseinandergesetzt. In welcher Weise sich diese Oberflächenmoränen auf dem Eise vertheilten, das zu entscheiden vermögen wir nicht, und so entzieht sich uns die Controle dafür, ob wirklich das Zerfallen in Lappen durch Mittelmoränen veranlasst gewesen sein kann oder nicht. Gemäß seiner Plasticität vermag das Eis, den hydrostatischen Gesetzen folgend, sich den verschiedensten Flächenformen anzuschmiegen, ohne dass die Gestalt des Grundes auf die Gestalt der Eisoberfläche einen wesentlichen Einfluss ausübte. Schmilzt das Eis stark oberflächlich ab, so treten Theile des Bodens, über denen das Eis nur wenig mächtig stand, zu Tage und zerlegen den früher einheitlichen Eisstrom. Der Theil des Salzachgletschers südöstlich vom Haunsberg gabelte sich in der letzten Eiszeit am Tannberg, während er den Buchberg fast ganz überfluthete. Als jedoch die Abschmelzung gröüer wurde als die Zufuhr von neuem Eis und der Gletscher zurückging, tauchte der Buchberg immer mehr aus dem Eise empor und verschmolz bald mit dem Tannberg zu einer von Norden in die Eismassen hineinragenden Landzunge, während in den tieferen Thälern der Mattseer Depression und des Waller Sees das Eis sich noch hielt, wie der Verlauf der Moränenwälle lehrt. So hat hier die Bodenconfiguration die Theilung des zurückgehenden Gletschers in Lappen verursacht und eine gleiche Rolle hat, wie die Moränenwälle auf seinem Rücken beweisen, der Haunsberg und auch, wenngleich in geringerem Grade, der niedrige Tertiarücken gespielt, dem der Wachtberg und der Lielonberg im Gebiete des Oichtenthaltes angehören. Diese Verhältnisse geben uns das

¹⁾ Vgl. auch Richter, „Obersulzbachgletscher.“ Zeitschrift des Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereines 1883, S. 38 ff.

Recht, gleichfalls in Unregelmäßigkeiten des Bodens die Ursache der Lappenbildung an anderen Theilen des Gletscherendes zu suchen. Es dürften die Furchen, welche von den Theildepressionen zum Salzburger Becken ziehen, die Ursache zur Lappenbildung gegeben haben. Am Trumer und am Waller See sind diese Furchen alte präglaciale Thäler. Das Gleiche dürfte auch vom Oichtenthale und allen anderen Furchen gelten; sie alle scheinen präglaciale Thäler zu sein, welche in regelmäßig radiärer Anordnung theils zum Salzburger Becken hin convergieren, theils, wie die dem Tittmoninger Becken entsprechende Furche und die Furche des Trumer Sees, von demselben weg divergieren. Die einen führten dem Salzburger Becken Gewässer zu, während eine der Furchen der alten, präglacialen Salzach als Abfluss diente. So wiederholten sich im Salzachgebiete die Verhältnisse, welche Penck von diluvialen Gletscher des bei Lourdes in das Pyrenäenvorland mündenden Thales von Argelès beschreibt.¹⁾ Wie bei Lourdes zerlegte sich auch der Gletscher bei Salzburg in einzelne Lappen, welche in den präglacialen Thälern sich hielten. Der einzige Unterschied besteht darin, dass bei Lourdes die Eismassen während des Maximums der Vergletscherung nicht hinreichten, um, die Lappenform verlassend, zu einem einheitlichen Fächer sich auszubreiten und erst beim Rückzuge in Lappen sich aufzulösen, wie es der Salzachgletscher that. Wie in den Enden der Lappen im Fächer des Salzachgletschers Seen liegen, so liegt auch der See von Lourdes in dem Thale des westlichen Zipfels des Gletschers von Argelès. Es sind glaciale Seen in präglacialen Thälern, welche freilich beim Herannahen der Vergletscherung nicht mehr unversehrt als Thäler existierten, sondern von den Gletscherbächen theilweise zugeschottert worden waren. Der nachrückende Gletscher griff die Schotterablagerungen an, schaffte sie größtentheils fort und legte so die alten Thalrinnen wieder frei; die Schotterreste, die sich vielerorts unter Grundmoränen erhalten haben und in die Depressionen eingesenkt erscheinen, legen uns Zeugnis von diesem Vorgange ab.

Die in Bezug auf die letzte Vergletscherung präglacialen Thalrinnen, welche gegen das Becken von Salzburg convergieren, sind Anzeichen eines großen Alters des Beckens und dieses letztere steht sehr wohl damit im Einklang, dass wir im Salzachgebiete nicht eine Vergletscherung, sondern deren drei kennen lernten.

Wir haben oben nur von der Wiederaushobelung des Beckens durch die letzte Vergletscherung gesprochen, nachdem es durch die Gletscherbäche des herannahenden Gletschers mit Glacialschottern erfüllt worden war. Allein das Becken ist nicht nur ein Becken im Niederterassenschotter, es ist ein Becken im Tertiär. In der nachfolgenden Tabelle sind die tiefsten Punkte des geschlossenen Tertiärrandes angegeben, welcher das mit Schotter erfüllte Salzburger Becken umringt:

Oberfläche des Salzburger Beckens bei Triebenbach	400 m	über dem Meere
Oberfläche des Tertiärs bei Oichten	474 m	über dem Meere
» » » » Nunreut	440 m	» » »
» » » » St. Margarethenberg	450 m	» » »
» » » » am Waginger See	450 m	» » »
» » » » bei Wald a. d. Alz	469 m	» » »
» » » » Aiging a. d. Traun	554 m	» » »

¹⁾ »Die Eiszeit in den Pyrenäen.« Mith. d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig, 1883.

In welcher Richtung man auch von Salzburg aus ansteigt, überall reicht das Tertiär höher als die heutige Sohle des Beckens bei Salzburg, und demnach noch viel höher als der Boden des alten Salzburger Sees vor seiner Ausfüllung. Es liegt allgemein die Sohle der drei Glacial-schotter am Rande der Endmoränenzone höher als die heutige Sohle des Salzburger Beckens.

Es fragt sich, wie dieses Becken im Tertiär entstanden ist. Suess sucht die Bildung desselben durch eine ausgedehnte Senkung der Flyschzone bei Salzburg zu erklären.¹⁾ Allein Becken, welche dem Salzburger Becken genau entsprechen, liegen an den Mündungen fast aller großen Alpenthäler, so vor allem das Rosenheimer Becken an Inn, um von den großen Becken des Bodensees und des Genfer Sees an den Mündungen des Rhein-, beziehungsweise Rhonethales ganz zu schweigen. Auch westlich des Rosenheimer Beckens setzt, wie bei Salzburg, die Flyschzone aus, um erst östlich vom Inn wieder aufzutauchen, und ähnliche Unterbrechungen derselben existieren an den beckenartig erweiterten Mündungen des Isar- und des Lechthales. Aus allen diesen Thälern legten sich große Gletscher auf das Vorland und darin spricht sich eine enge Beziehung zwischen den Becken und den Gletschern aus. Fassen wir nun auch noch die Größenverhältnisse der Becken und der Gletscher, die sie erfüllten, ins Auge, so tritt uns die Beziehung zwischen Becken und Gletschern noch klarer entgegen. Dem großen Rheingletscher entspricht das gewaltige Becken des Bodensees, der sich einst tief in das Gebirge hinein erstreckte; dem kleineren Inn-gletscher gesellt sich auch das kleinere Rosenheimer und dem kleinsten Salzachgletscher das kleinste Salzburger Becken zu. Diese Verhältnisse machen es wahrscheinlich, dass nicht nur die Wiederaushobelung des Salzburger Beckens auf Rechnung des Eises der letzten Vergletscherung zu setzen ist, sondern dass die Bildung des Beckens im Tertiär auf die Thätigkeit der Eismassen während der drei Vergletscherungen zurückzuführen ist, wie es Penck für das Rosenheimer Becken und bedingt auch für den Bodensee ausgesprochen hat.²⁾

Man hat gegen eine glaciäre Entstehung der Seen eingewandt, dass Seebildung an recen ten Gletschern nirgends zu beobachten sei. Allein dieser Einwand erscheint als nicht recht stichhaltig. Denn in der That finden sich an recen ten Gletschern Spuren, die auf glaciäre Seebildung schließen lassen, wenn auch in kleinerem Maßstabe als in den Betten der diluvialen Gletscher, nur haben dieselben bisher nicht genügende Beachtung gefunden.

Dass ein Gletscher seinen Untergrund abnützt, beweist jeder Gletscherechliff, wenn auch der Betrag der Abnützung messend noch nicht festgestellt ist. Dass der Gletscher den Boden in anderer Weise abnützt und erodiert als das Wasser, lehrt an recen ten Gletschern jeder Vergleich eines verlassen en Gletscherbodens mit dem Canal des Gletscherbaches. Der Gletscher arbeitet an der Fläche, das Wasser an einer Linie. Die Folge ist, dass das rinnende Wasser sich bei genügender Härte des Gesteins einen engen Canal mit senkrechten Wänden gräbt, der Gletscher sein Thal allerorts vertieft und erweitert, ohne dessen Form wesentlich zu ändern. Es scheint kein Zufall, dass zahlreiche Gletscher, deren Körper in einem weiten Thal liegt, an einer engen

¹⁾ E. d. Suess, »Das Antlitz der Erde.« I. Abtheilung. Prag und Leipzig 1883, S. 176.

²⁾ »Vergletscherung der Deutschen Alpen.« S. 337 und »Zur Vergletscherung etc.« in Leopoldina 1885.

Schlucht endigen, welche ihr Gletscherbach gegraben hat, und nur mehr in verticaler Richtung die allgemeinen Gletscherschwankungen mitmachen können. Das trefflichste Beispiel hierfür bietet die Pasterze. Dieselbe rückt nicht vor und rückt nicht zurück, sie schwillt an und nimmt ab, wie die Zeichen des Gletscherstandes von Seeland unterhalb des Glocknerhauses zeigen.¹⁾ Hiedurch ist die Grenze zwischen Gletschererosion und Wassererosion festgelegt, das Gebiet oberhalb derselben ist der Abnützung durch den Gletscher, dasjenige unterhalb derselben dem rinnenden Wasser allein überliefert. Zwischen die höher gelegenen, vom Gletscher nicht mehr berührten Felsmassen hat sich der Gletscherbach der Pasterze ein Bett gegraben. Gletscher und Bach, Thalbecken und Klamm, Gletschererosion und Wassererosion stehen einander gegenüber. Schwindet ein solcher Gletscher stark, so geht er endlich doch zurück und hinterlässt ein weites Thalbecken, welches plötzlich an dem Punkte, der lange Zeit hindurch der Endpunkt des Gletschers war, in eine enge Schlucht übergeht. Beispiele hierfür sind äußerst zahlreich. Schliffe an den Gehängen deuten im Mooser Boden in den Hohen Tauern an, dass noch vor Kurzem der Gletscher in der That das Thalbecken ganz erfüllte, dessen Sohle heute von einer horizontalen Schotterfläche gebildet wird, während der Gletscher den oberen Theil des Bodens einnimmt. Dass sich unter dem Schotter ein Becken im anstehenden Gestein verbirgt, lehrt der Durchbruch des Baches durch einen festen, mehrere Meter hohen Riegel. Nicht minder deutlich sprechen die Verhältnisse am Rothmoosferner im Ötztal; auch hier liegt eine weite, zum Theile von Moorbildungen bedeckte, fast horizontale Schotterfläche vor dem Gletscher, welche thalabwärts von einem festen, mit Gletscherschliffen bedeckten, 14 m hohen Felsriegel abgeschlossen wird, den der Gletscherbach in einer engen Schlucht durchbricht. Das Schwarzensteinkees im Zerngrund des Zillerthales endigt heute auf einer weiten Schotterfläche, die thalwärts von einem Felsriegel begrenzt wird und an deren Stelle sich in früherer Zeit ein Seespiegel ausdehnte.²⁾ In einer engen Klamm von bedeutender Tiefe verlässt der Gletscherbach das Becken, das als echtes Felsbecken erscheint.³⁾ Überall in Gletschergebieten, wo wir uns auch hinwenden, finden wir denselben Gegensatz zwischen dem weiten Thalbecken, in welchem der Gletscher endigt, und dem engen Canal, in dem der Gletscherbach den Riegel durchbricht, und dieser Umstand weist mit aller Entschiedenheit auf einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Riegelbildung und Gletscher hin. Der Gegensatz, den wir zwischen dem Gletscherboden und dem Bette des Gletscherbaches erkennen, der Gegensatz von Fläche und Linie, führt sich zurück auf den Gegensatz von Gletschererosion und Wassererosion.

Diese Riegelbildung ist nicht nur auf die unmittelbare Nachbarschaft der heutigen Gletscher beschränkt, sondern dieselbe findet sich ganz allgemein in der Hochgebirgsregion — an den Hochgebirgsseen. Außerordentlich groß ist die Zahl der Hochgebirgsseen im Salzachgebiete. Eine verhältnismäßig kleine Auswahl derselben verdankt ihr Dasein zeitweiligen Unterbrechungen im Gefälle der Thäler durch abdämmende Schuttkegel oder Bergstürze, wie der am Südhang der Tauern gelegene

¹⁾ Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver. 1860, S. 203 und 1882 S. 110.

²⁾ Sonklar. »Zillertaler Alpen.« Ergänzungsheft zu Petermann's Mitth. Nr. 32, 1872. S. 35.

³⁾ Vgl. auch C. Diener, »Studien an den Gletschern des Schwarzensteingrundes.« Zeitschrift des Deutsch. u. Österr. Alpenvereines 1885, S. 66 ff.

Dorfer See im Kaiser Tauerthal, dessen Gewässer unter einem sich 12 m über den Seespiegel erhebenden Blockhaufen abfließen, der einem gewaltigen Bergsturz von der östlichen Thalwand sein Dasein verdankt. Von diesen Seen unterscheiden sich wesentlich die kleinen, theils als Felsbecken, theils als Moränenseen auftretenden Depressionen, welche sowohl durch ihre an eine bestimmte Höhenzone gebundene Lage, als auch durch die Beschaffenheit ihres Beckens eine enge Beziehung zum Gletscherphänomen verrathen. Dass diese Beziehung bei den Moränenseen eine genetische ist, ist selbstverständlich. Allein auch für die Felsbecken dürfte eine solche Beziehung nicht zu leugnen sein, wenn man bedenkt, dass dieselben überall dort fehlen, wo zu allen Zeiten Gletscher fehlten¹⁾, und wenn man andererseits die Riegelbildungen an den Zungen recenter Gletscher ins Auge fasst. Charakteristisch für diese Hochgebirgseen ist deren geschaartes Vorkommen. Die Seenreihen, welche die Tauernthäler bergen, stehen an Schönheit den Seenreihen der Pyrenäen, wie sie Penck schildert,²⁾ nicht nach. Es sei hier nur eine derselben genannt, die Seenreihe des Stubachthales. Am Enzinger Boden, dessen Bildung durch einen Bergsturz vom westlichen Thalgehänge veranlasst wurde, theilt sich das Stubachthal thalaufwärts in zwei Arme, welche beide in großartigen Cirken oder Karen endigen und, den Botnern Skandinaviens gleich, mehrere auf verschiedenen Stufen treppenförmig übereinander gelagerte Seen enthalten.

Euzinger Boden 1458 m (Abdämmungsbecken)	
Grünsee (Felsbecken) 1705 m	Tauernmoos mit See 1962 m
See ca. 1780 m Weißer 2225 m (Felsbecken)	See ca. 2060 m 2 kleine Seen 2044 m
	Moos ca. 2110 m
	See 2180 m

Die Mehrzahl der Seen ist heute erloschen und dieselben erscheinen nur mehr als Thalstufen. So schalten sich zwischen den Weißsee und den Grünsee nicht weniger als vier kleinere Becken ein, welche alle thalwärts von festen Riegeln gesperrt sind. Alle sind, wie die Becken des Grünsees und des Weißsees, mit schlecht erhaltenen Schlfen bedeckt und weisen die prächtigsten Rundbuckelformen auf. Stufen von bald nur 10—20 m, bald 100 m Höhe, trennen dieselben. Theils stellen sie sich als weite versumpfte Schotterflächen dar, theils sind sie durch Einschneiden ihres Abflusses trocken gelegt worden. Als v. Sonklar das Stubachthal besuchte, tauchte das Sonnblickkees in die Fluthen des Weißsees und Eismassen desselben schwammen als Miniatureisberge auf dem Wasserspiegel umher.³⁾

Dreimal legte sich als mächtiger Fächer der Salzachgletscher auf das Alpenvorland, dreimal entriss er die Gegend des heutigen Salzburger Beckens den an der Linie erodierenden Gewässern und bearbeitete die ganze Fläche, die er bedeckte, mit seiner Grundmoräne. Die Grenze zwischen Gletschererosion und Wassererosion lag am Gletscherende. Allein die Gletscherbäche konnten bei der geringen Neigung des Bodens und der großen Gesteinslast, die ihnen der Gletscher zum Transport überantwortete, nicht erodieren; sie häuften die Schotter auf, welche wir

¹⁾ Vgl. Penck, •Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitth. d. Vereines für Erdkunde zu Leipzig, 1853.

²⁾ A. a. O.

³⁾ •Hohe Tauern. 1866. Das Capitel über das Stubachthal.

als Niederterrassen-, Hochterrassen- und Deckenschotter kennen lernten. So wurde einerseits während der Vergletscherungen das vom Eis bedeckte Gebiet der abnützenden Wirkung der Grundmoräne ausgesetzt, anderseits das Gebiet außerhalb der Gletschergrenze der Wirkung der erodierenden Gewässer durch Überladung derselben mit Geröllen entzogen. Das Resultat haben wir im Salzburger Becken vor uns.

A priori kann man sagen, dass die erodierende Kraft des Gletschers von seiner Mächtigkeit, d. h. dem Druck, mit dem er seine Grundmoräne über den Boden führt, und seiner Geschwindigkeit abhängen muss. Zwar wird die erodierende Kraft nicht direct proportional der Mächtigkeit des Gletschers wachsen, da der größere Druck eine größere Plasticität des Eises am Grunde, mithin auch eine Verminderung der Erosionsfähigkeit im Gefolge hat. Dieses meint Heim ohne Zweifel, wenn er sagt: »Der Druck des Gletschers auf die einzelnen Trümmer seines Untergrundes wächst nicht proportional der Dicke des Gletschers.«¹⁾ Nicht der Druck, sondern die Erosionskraft nähert sich bei steigendem Druck einem gewissen Maximum, welches erreicht wird, sobald der Zuwachs der Erosionskraft infolge des größeren Druckes gleich der Verminderung der Erosionskraft infolge der größeren Plasticität des Eises wird. Wo jedoch und ob überhaupt dieses Maximum erreicht wird, ist ganz unbestimmt, da mit der Plasticität des Eises auch dessen Geschwindigkeit und mithin wiederum die Erosionskraft wächst. Aus diesen Gründen dürfte doch wohl der oben ausgesprochene Satz, dass die Erosionskraft eines Gletschers mit seiner Mächtigkeit und Geschwindigkeit wächst, innerhalb weiter Grenzen zu Rechte bestehen. Dieses nun erklärt die Lage des Salzburger Beckens genau an der Mündung des Salzachthales in das Alpenvorland. Hier begann der Gletscher sich auszubreiten, er verlor von hier nothwendig nach allen Seiten an Mächtigkeit und Geschwindigkeit: seine erodierende Kraft musste abnehmen. Und in der That, Salzburg liegt im Centrum des Beckens, nach allen Seiten hin steigt der Boden von hier aus an. Nach Süden hingegen setzt sich das Becken in zwei Zipfeln deutlich in die zwei Thäler fort, aus denen der Salzach- und der Saalachgletscher herausstraten. Es erscheint das Salzburger Becken als das Ende des vom Gletscher vertieften Thales. So wird uns die Lage und Form des Beckens eine schöne Bestätigung seines glacialen Ursprunges.

Man könnte als Einwand gegen diese unsere Erklärungen entgegenhalten, dass die Centraldepressionen des Isar- und des Loisachgletschers, der Würmsees und der Ammersee, weit draußen im Alpenvorland liegen. Allein nichtsdestoweniger liegen sie dort, wo die Gletschermassen sich auszudehnen und zu verflachen begannen, da weiter thalaufwärts ihre Nachbarn eine freie Entfaltung unmöglich machten.²⁾ Wort für Wort das Gleiche, was vom Salzburger Becken gesagt ist, gilt auch für das ihm so ähnliche Rosenheimer Becken.

Östlich vom Salzachgletscher betraten mehrere kleine Gletscherungen die Zone der Vorberge, sich mit dem Salzachgletscher berührend, ohne jedoch mit ihm zu verschmelzen: der Adnet-Ebenauer Arm des Salzachgletschers, der Hinterseer Gletscher und drei Arme des Traungletschers. Auch diese Gletscher haben je eine Centraldepression zurück-

¹⁾ »Gletscherkunde.« 1885. S. 385.

²⁾ Vgl. die Gletscherkarte von Penck in »Vergletscherung u. s. w.« ferner Stark's Gletscherkarte und Profile in der Zeitschrift d. Deutsch. u. Österr. Alpenv. 1873. S. 78.

gelassen: das Ebenauer Becken, den Hintersee, den Fuschlsee (86 m tief¹⁾, das Thalgaauer Becken und den Irrsee (34 m tief¹⁾). Auch hier finden sich die eigenthümlichen centripetalen Flussläufe. Der Ausfluss des Fuschlsees, anstatt seinen einmal eingeschlagenen Lauf nach Westen beizubehalten, biegt plötzlich um und fließt durch das Thalgaauer Becken dem Mondsee zu. Eine gleiche Unregelmäßigkeit des Laufes zeigen die Gewässer am Hintersee, welche südlich vom Ebenauer Becken sich mit dem Abflusse des letzteren vereinigen und als Almbach in einer, der nur wenige Kilometer entfernten Salzach völlig entgegengesetzten Richtung gegen Süden strömen, um erst tiefer im Gebirge bei Hallein in die Salzach zu fallen. Anders war der Lauf der Gewässer, als der Rückzug des Eises eben begann. Da floss der alte Ebenauer See und durch denselben wohl auch der Hintersee im tiefen Trockenthal ab, das von Ebenau unter starken Krümmungen zum Thalgaauer Becken hinzieht. Die glacialen Ablagerungen haben am Nordufer des Hintersees eine Mächtigkeit von über 100 m; die verwickelte, von tiefen Thälern durchschnittene Landschaft nördlich des Sees tritt in scharfen Gegensatz zu dem breiten, in seiner ganzen einförmigen Gestalt lebhaft an das Hallein-Gollinger Thalbecken erinnernde Hinterseer Thal, und das gleiche gilt von dem Thale des Fuschlsees, dem Thalgaauer Becken, dem Irrsee und dem Ebenauer Becken. Um alle diese Centraldepressionen gruppieren sich die Moränenwälle der Gletscher, welche sie einst erfüllten. Doch sind der Hintersee wie der Fuschlsee keine Moränenseen, sondern Felsbecken in festem Gestein, ebenso wie auch die Becken von Ebenau und Thalgau gegen Norden, beziehungsweise Westen durch Felsrücken gesperrt sind.

Auch die dem Salzachgletscher im Westen benachbarten Eiströme haben Centraldepressionen hinterlassen: den Chiemsee, das Becken von Ruhpolding und dasjenige von Inzell. Der Chiemsee ist in gleicher Weise wie das Salzburger Becken in Niederterrassenschotter eingesenkt, der unter anderem an der Bahn gleich westlich der Station Bergen in zwei großen Aufschlüssen zu beobachten ist. So müssen wir schließen, dass auch er ein Werk der Glacialerosion ist, wie schon Penck aussprach.²⁾ Das Becken von Ruhpolding und dasjenige von Inzell sind trefflich charakterisierte Centraldepressionen der beiden kleinen Gletscher der Weißen und der Rothen Traun. Um beider Nordende schlingen sich Eudmoränen, welche auf Niederterrassenschotter aufliegen, und in welche sich die beiden Flüsse tiefe postglaciale Canäle gegraben haben.

Es muss jeder Gletscher — von seinem Firngebiet abgesehen — in Folge seiner größeren Mächtigkeit und Geschwindigkeit thalaufwärts stärker erodieren als thalabwärts. Sobald der Überschuss der Erosionswirkung an einem thalaufwärts gelegenen Punkt über diejenige an irgend einem thalabwärts gelegenen Punkt den ursprünglichen Höhenunterschied beider Punkte überschreitet, muss ein Becken entstehen. Je weniger nun der ursprüngliche Höhenunterschied beider Punkte beträgt, und je größer der Unterschied der Mächtigkeit und Geschwindigkeit des Gletschers an beiden Punkten ist, desto rascher wird das Becken sich bilden, desto tiefer wird es werden müssen. Die diluvialen Gletscher, welche die großen Thäler der Alpen erfüllten, fanden eine nur wenig geneigte Thalsohle vor; andererseits war hier die Erosion an ihrer Sohle ihrer großen Mächtigkeit und Geschwindigkeit wegen eine

¹⁾ Simony, Sitzungsber. der k. Akademie zu Wien 1880, IV., S. 542.

²⁾ Vergletscherung, S. 369.

relativ bedeutende, während sie im Alpenvorland zugleich mit abnehmender Mächtigkeit und Geschwindigkeit sich rasch verringerte und am Gletscherrand gleich Null war. So waren in der Eiszeit die Bedingungen zu einer Beckenbildung durch Glacialerosion besonders günstig. Die Gletscher von heute sind auf die höchsten Gebiete des Gebirges beschränkt; sie liegen in den obersten, mithin steilsten Theilen der Thäler und gleichwohl sehen wir mehrfach an ihren Enden Riegel- und Beckenbildungen auftreten. Alle Centraldepressionen des Salzachgebietes, die Becken von Inzell, Ruhpolding, Ebenau und Thalgau, der Hintersee, der Fuschlsee, der Irrsee, die gewaltigen Depressionen des Chiemsees und des Salzburger Beckens stellen die Enden der von den Gletschern erfüllten und vertieften Thäler dar. Sie liegen jeweilig an jener Stelle des einstigen Gletscherbettes, von wo aus thalabwärts die Mächtigkeit und Geschwindigkeit der Eismassen und mithin auch deren Erosionskraft rasch abzunehmen begann, sei es infolge der Abschmelzung allein, wie bei den kleinen im Gebirge endigenden Gletscherströmen, sei es infolge der Abschmelzung und Ausbreitung auf dem Vorland wie beim Chiemsee-Achen- und Salzachgletscher. Der Umstand, dass einerseits die Eisströme ihr Bett thalaufwärts stärker vertieften als weiter thalabwärts und andererseits eine flächenhafte Vertiefung außerhalb des gletscherbedeckten Gebietes überhaupt nicht stattfand, erklärt die Entstehung der Centraldepressionen.

Drei größere Seen des Salzachgebietes, welche dem Gebirge angehören, harren noch der Besprechung: der Zeller See, der Königssee und der Hintersee bei Ramsau. Die Entstehung des Zeller Sees, welcher nach Herrn Professor Simony's freundlicher privater Mittheilung eine Tiefe von 67 m besitzt, haben wir bereits oben (Cap. X.) gelegentlich der Besprechung des Durchbruches von Taxenbach discutirt. Es wird derselbe im Norden und Süden von den Schutthäufungen der Saalach und der Salzach begrenzt, sodass wenigstens das heutige Niveau des Seespiegels seine Lage der Schotteraufschüttung im Hauptthal der Salzach verdankt. Allein es dürfte auch das gesammte Becken durch die Erhöhung des Salzachbettes entstanden sein, und zwar einerlei, ob wir zur Erklärung der Enge von Taxenbach eine Verlegung der Wasserscheiden seit der letzten Interglacialzeit oder eine postglaciale Hebung bei Taxenbach annehmen. Im ersteren Falle erscheint der Zeller See als der Rest eines grossen Beckens, das durch Aufschüttung der Moränen bei Saalfelden, z. Th. vielleicht auch durch glaciale Erosion entstand, jedoch durch rasche Tieferlegung des Gletscherbettes bei Taxenbach nach Osten entwässert wurde, und dessen südlich gelegenen Theil die Salzach allmählich zuschotterte. Im anderen Falle wäre der Zeller See ein durch Schotteraufschüttung abgesperrtes Seitenthal, welche durch die Hebung bei Taxenbach im Hauptthal eingeleitet wurde. In beiden Fällen spielt der Schuttkegel der Saalach in Bezug auf den See eine passive Rolle. Solange die Saalach auf dessen Nordseite abfließt, dient er dazu den See zu erhalten; sobald jedoch dieselbe auf seine Südseite sich wendet, baut sich der Schuttkegel in den See hinein und strebt denselben auszufüllen.

Die Seen in den drei Berchtesgadener Stammthälern, von denen der Königssee und der Hintersee heute noch fortleben, während die einstige Existenz des Wimbachsees sich nur durch das Vorkommen von lacustren Moränen (Gletscherschlamm) und Flussgeröllen

oberhalb der Wimbachklamm nachweisen lässt, sind von Penck eingehender untersucht worden ¹⁾, dessen Resultate in Bezug auf die beiden östlichen Seen, zwei echte Felsbecken, wir hier wiedergeben. Dieselben erschienen nach ihm erst am Schlusse der Eiszeit und markieren Ruhepausen der sich zurückziehenden Vergletscherung. Sie schließen sich in Bezug auf ihre Lage und Erscheinung jenen Seebecken an, welche, am cirkusähnlichen Schluss größerer Thäler gelegen, nebst den Karen, in denen sie liegen, die Wurzelpunkte der diluvialen Gletscher darstellen. Doch vermag Penck nicht anzusprechen, wie viel Antheil an ihrer Entstehung den Gletschern zufällt, da keinerlei Andeutung verrieth, wie die Configuration des Landes vor der Eiszeit war und inwieweit die Felsbecken durch die Krustenbewegung der Erde, was gewiss der Fall war, bereits vor der Eiszeit angelegt worden sind. Penck stellt auch den Hintersee mit dem Königssee und dem alten Wimbachsee in eine Reihe; doch möchte ich ihm hierin nicht beistimmen. Das Thal, in dem der Hintersee liegt und in dem derselbe sich einst, wie auch Penck hervorhebt, bedeutend weiter aufwärts ausdehnte, ehe sein südlicher Theil zugefüllt war, besitzt keineswegs einen in gleichem Maße cirkusähnlichen Schluss, wie seine östlichen Nachbarn, das Wimbachthal und das Königsseethal. Ich möchte den See auch nicht unbedingt als ein Felsbecken ansprechen. Zwar ist etwa 1 km unterhalb des Sees das Bett seines Abflusses, jedoch bereits fast 100 m unter dem Seespiegel, ziemlich tief in anstehendem Fels eingeschnitten. Allein unmittelbar am Nordende des Sees sind die Trümmer eines enormen Bergsturzes zu beobachten, welcher von den, das Seethal westlich begrenzenden Wänden der Reiteralp herabgekommen zu sein scheint. Ein Gewirre von Blöcken der verschiedensten Größe, welche sich nicht etwa auf mehrere Gesteinsarten vertheilen, bildet, jeglicher Anklänge an Moränen bar, die Schwelle, über welche der Abfluss des Sees seinen Weg sich sucht. Der von Westen niedergehende Bergsturz hat naturgemäß die Hinterseer Ache an das Ostgehänge des Thales herangedrängt und, wenn dieselbe heute stellenweise in das feste Gestein, welches vor der Katastrophe das Thalgehänge bildete, einschneidet, so geschieht das nicht, weil der Hintersee ein Felsbecken ist, sondern weil das alte Thal, dort wo es am tiefsten war, höher mit Bergschutt ausgefüllt wurde, als unmittelbar an seinem Ostgehänge und das heutige Flussbett daher z. Th. einen anderen Weg verfolgt als das alte. Diese Verhältnisse veranlassen mich, die Entstehung des Hintersees auf ein durch einen Bergsturz aufgedämmtes Thal zurückzuführen und ihn, wie es auch Geistbeck thut ²⁾, als Abdämmungssee aufzufassen.

In überzeugender Weise erörtert Penck ³⁾ die Ursachen, welchen wir es zu danken haben, dass der Königssee als See uns erhalten blieb, während an Stelle des Wimbachsees heute ungeheure, spärlich bewachsene, thalanswärts geneigte weisse Schuttfächen als wahrer Schuttstrom uns entgegentreten, in welchem alle von den Wänden der umgebenden Berge herabstürzenden Gewässer versiegen, um erst kurz oberhalb der berühmten Wimbachklamm als mächtiger Gebirgsbach wieder hervorzubrechen. Dieser Gegensatz führt sich auf die Verschiedenheit des Gesteines zurück, in welches beide Thäler eingeschnitten sind. Das

¹⁾ In Penck und Richter, »Das Land Berchtesgaden.« Zeitschr. des Deutsch. u. Österr. Alpenvereines. 1885, S. 41 des Separatabdruckes.

²⁾ »Die Seen der deutschen Alpen.« Mittheilungen des Vereines für Erdkunde zu Leipzig für 1864, S. 254.

³⁾ A. a. O., S. 58.

Königsseethal ist Dachsteinkalk gebettet, welcher allenthalben steile Abhänge bildet, an deren Fuß nur selten Schutthalden auftreten. Das Wimbachthal hingegen ist in seiner ganzen Erstreckung in Hauptdolomit eingesenkt, welcher, wie kaum ein anderes Gestein, zu Schuttbildung neigt und von dem zahlreiche Rinnale fortwährend Gries thalabwärts führen. So ist es das Gestein der Seewände, welches den Gegensatz zwischen dem Königsseethal und Wimbachthal schuf: der Dachsteinkalk, welcher durch seine Abneigung gegen Schuttbildung den Königssee vor Zuschüttung bewahrte, und der Hauptdolomit, welcher durch seine brüchelige Natur dem Wimbachsee den Untergang bereitete.

Im Hintersee haben wir einen See kennen gelernt, der allen Anzeichen nach in postglacialer Zeit durch Abdämmung entstand. Solcher Seen birgt unser Gebiet noch mehrere, wenn sie auch z. Th. nicht, wie der Hintersee, durch einen Bergsturz, sondern durch Schuttkegel aufgestaut wurden. Dass die Seen der oberen Weißen Traun in dieser Weise entstanden, ist eine bereits seit längerer Zeit bekannte Thatsache. Gleich unterhalb des Weitsees, des vereinigten Mittleren und Löden Sees, sowie des Förcensees bauen sich Schuttkegel in das Thal hinaus, die von dem schwachen, z. Th. unter dem Kies fließenden Quellwasser der Traun nicht durchschnitten werden konnten. ¹⁾ Diesen Seen gleichwerthig, wenn auch an Flächenausdehnung kleiner, sind der Griesen- und der Weißsee in der Nähe des Sattels von Hochfilzen, westlich von Saalfelden, deren ersterer auch von dem Schutt oder Gries, der ihn staut, seinen Namen erhalten hat. Freilich ist er gegenwärtig fast zugewachsen und angefüllt mit Schilf und Moorgräsern. Auch diese Seen finden sich wie diejenigen der Weißen Traun an Punkten, wo die Kraft des im Hauptthale fließenden Wassers äußerst gering ist — unmittelbar an der Wasserscheide.

¹⁾ Vgl. auch A. Geistbeck, „Die Seen der bayerischen Alpen.“ Mith. des Ver. f. Erdkunde zu Leipzig für 1884, S. 253.

DREIZEHNTES CAPITEL.

Die Postglacialzeit im Salzachgebiet.

Störung des Gefalles der Thäler während der Eiszeit. Postglaciale Accumulation im Gebirge. Alluvialterrassen der Hauptthäler. Erratische Geschiebe darin. Ihr glacialer Ursprung. Geikie's postglaciale Vergletscherung nicht nachweisbar. Alluvialterrassenschotter z. Th. als Glacialschotter des Rückzuges der letzten Vergletscherung. Erosion im Gebirge in den Seitenthälern. Erosion im Alpenvorland. Relative Dauer der Postglacialzeit im Vergleich zu den Interglacialzeiten. Postglacialzeit als letzte Phase der Diluvialzeit.

Wie lang der Zeitraum ist, welcher seit dem Schwinden der letzten Vergletscherung bis heute verstrich, vermögen wir, sofern es nicht gelingt die Eiszeiten auf astronomische Vorgänge zurückzuführen, in Jahren nicht auszudrücken. Allein aus den Wirkungen des fließenden Wassers seit dem Abschmelzen der Gletscher können wir wenigstens einen Schluss auf die relative Dauer der Postglacialzeit ziehen, auf das Verhältnis des Zeitraumes, der uns von der letzten Eiszeit trennt, zu demjenigen, der sich zwischen die letzte und die vorhergehende Eiszeit einschaltete. Freilich gilt bei diesem Schlusse die Voraussetzung, dass diejenigen Kräfte, deren Wirkungen in den beiden Zeitperioden wir miteinander vergleichen, in der Interglacialzeit nicht mehr und nicht weniger intensiv arbeiteten als heute.

Die Gletscher hatten bei ihrem Vorrücken die Thalsohle der Wirkung des fließenden Wassers entrissen und, da sie nach gänzlich veränderten Gesetzen arbeiteten, das durch das fließende Wasser gebildete Gefälle derselben völlig gestört. Durch die gewaltigen Schuttmassen, die sie an ihrem Ende den ihnen entquellenden Gletscherflüssen und Gletscherbächen zum Weitertransport überantworteten, hatten sie, da jene der ihnen zu Theil gewordenen Aufgabe sich nicht gewachsen zeigten, eine Erhöhung der Thalsohle und eine Verstärkung des Gefalles derselben außerhalb des eisbedeckten Gebietes veranlasst. Gleichzeitig hatten sie die Sohle der Thäler, in denen sich ihre Eismassen gegen das Vorland hin schoben, durch flächenhafte Erosion vertieft und dort, wo auf kurze Entfernung die Intensität dieser Erosion sich rasch änderte, vor allem an den Mündungen der Thäler in das Alpenvorland, das Gefälle der Thalsohle gemindert und Becken geschaffen. Als die Gletscher, Schritt für Schritt zurückweichend, das Terrain dem fließenden Wasser wieder zurückgaben, da begann das letztere sofort die durch die Gletscher geschaffenen Störungen im Gefälle der Thalsohle zu entfernen. Das unverhältnismäßig steile Gefälle außerhalb des noch vor Kurzem von Eis bedeckten Gebietes musste durch Erosion gemindert, das verringerte und in den Becken sogar völlig umgekehrte Gefälle im Gebiete der letzten

Vergletscherung durch Accumulation verstärkt werden. So kommt es, dass wir nördlich der Grenzen der jüngsten Vereisung ausschließlich Erosionswirkungen, südlich derselben an den Sohlen der Hauptthäler der Alpen bis heute neben zurücktretenden Erosionserscheinungen vor allem Accumulationswirkungen zu verzeichnen haben.

Über die äußerst intensive postglaciale Accumulation im Pinzgau und deren Ursachen haben wir uns bereits bei Gelegenheit des Durchbruches von Taxenbach geäußert. Postglaciale Schotter treffen wir, Terrassen bildend, mehrfach an der Chiemsee-Ache, an der Saalach und an der Salzach. Das weite Becken von St. Johann in Tirol mit seinem versumpften, fast völlig horizontalen Boden ist ein ausgesprochenes Accumulationsgebiet, das sich nordwärts bis zum Riegel ausdehnt, den die Chiemsee-Ache vor ihrem Eintritt in das Kössener Becken durchbricht. Im Kössener Becken selbst herrschte gleichfalls in postglacialer Zeit Accumulation, welcher die niedrigen Schotterterrassen, die das Becken in 600 m Höhe umkränzen, ihre Entstehung verdanken; doch hat die Ache bereits ihre Anschwemmungen wieder angegriffen, z. Th. weggeführt und durch Erosion, verbunden mit allmählicher Verlegung ihres Laufes unter Serpentinbildung, den Boden des Kössener Beckens wieder tiefer gelegt. In enger Schlucht, die ungefähr bis zur Höhe der erwähnten Kössener Terrasse als postglacial anzusprechen ist — denn nur bis circa 600 m Höhe lassen sich Grundmoränen an den Gehängen abwärts verfolgen, — betritt die Ache den Klobensteinpass, um die Thalverengung von Schleiching und bei Marquartstein ihr in den Chiemsee hinausgebauten Delta zu erreichen. Heute zieht das Südufer des Sees volle 9 km nördlich von Marquartstein hin und der einst in das Gebirge nach Süden zurückgreifende Zipfel des Sees ist von Schottermassen und Sümpfen eingenommen, aus welchen die Miocänrücken der beiden Buchberge inselartig aufragen. Der Chiemsee hat sich in postglacialer Zeit wesentlich verkleinert, wenn er auch noch lange nicht erloschen ist, dank dem Umstand, dass nicht die große Salzach oder Saalach, sondern die weit kleinere Ache ihn durchfließt.

Ähnlich wie im Chiemsee-Achenthal liegen die Verhältnisse auch im Saalach- und Salzachthal. Im Thale des Urschlaubaches, der bei Saalfelden seine Wasser mit denjenigen der Saalach vereinigt, tritt gleich unterhalb Alm am rechten Ufer eine Terrasse in 800 m Höhe auf, welche bis in die Nähe von Saalfelden sich verfolgen lässt. Ihre Oberfläche ist sanft unduliert und erinnert an verwaschene Moränenformen; gleichwohl gelang es mir nicht in dem äußerst sandigen Kies, der sie zusammensetzt, Spuren von gekritzten Geschieben zu entdecken und so muss ich denn diese Terrasse für einen postglacialen, dem Gefälle nach zu urtheilen, von Osten her durch den Urschlaubach in das Saalachthal vorgeschobenen Schuttkegel halten. Die versumpfte Niederung von Saalfelden und nicht minder die Hohlwege oberhalb des Pass Luftenstein erzählen uns, dass die Saalach ihr Bett hier keineswegs vertieft, vielmehr dasselbe erhöht. Erst dort, wo die Saalach sich anschickt, die Engen der Hohlwege zu verlassen und in das Loferer Becken überzutreten, ist sie durch einen bedeutenden Bergsturz, der ihr den Weg zu verlegen sucht, im Pass Luftenstein zu Erosion gezwungen. Gleich unterhalb Lofer betritt sie ein zweites ausgedehnteres Bergsturzgebiet. Über eine Fläche von 3 qkm breiten sich die gewaltigen Trümmermassen aus, die sich an die Gehänge der östlichen Ausläufer der Kammerköhrplatte anlehnen und verrathen, dass sie einst von den Wänden des Grubhördels niederstürzten (siehe S. 34). Diesem Bergsturz verdankt das Loferer Becken seine heutige

Gestaltung. Es füllte derselbe das Thal auf und veranlasste die Saalach, die wohl zu einem See angestaut wurde, die heute noch versumpfte Ebene zwischen St. Martin und Lofer aufzuschütten; in gleicher Weise scheint auch der Luftensteiner Bergsturz den Fluss zu Accumulation gezwungen zu haben. Allein ein Bergsturz vermag nur für relativ kurze Zeit das Gefälle eines Flusses zu stören; veranlasst er denselben auch oberhalb zu Seebildung und Accumulation, so trägt er doch thalabwärts zu einer Verstärkung der Erosion bei, die ihn zu durchschneiden strebt und endlich auch die Accumulationen oberhalb desselben angreift. Dieses ist an der Saalach bereits bei Luftenstein und bei Lofer geschehen. Die kleinen Terrassen gleich oberhalb Luftenstein und vor allem die unzähligen, z. Th. in verschiedenem Niveau befindlichen Erosionsterrassen des Loferer Beckens legen Zeugnis dafür ab, dass einst die Saalach 5—10 m höher floss und heute in die zu jener Zeit abgelagerten Schotter ihr Bett wieder eintieft. In die Bergsturzmassen selbst hat die Saalach nördlich von Lofer sich ein tiefes Bett gegraben, das erst $\frac{3}{4}$ km nördlich von Reit im Kniepass auf Felsboden übertritt. Auch das Unkener Becken erlebte nach Schluss der Glacialzeit eine Periode der Accumulation, welcher eine solche der Erosion folgte, die aus den postglacialen Schottermassen die Terrasse ausschnitt, auf der sich die Unkener Kirche erhebt. Vom Steinpass an bis Reichenhall fließt die Saalach zwischen Felswänden auf der kiesigen Thalsohle, deren Breite wechselt; weniger verticale, als vielmehr seitliche Erosion zeichnet diese Strecke ihres Flusslaufes aus; bei Reichenhall betritt sie den südwestlichen Ausläufer des Salzburger Beckens. Auch das Reichenhaller Becken besitzt postglaciale Terrassen, die in größerer Ausdehnung bei Non, bei Piding und bei Marzoll entwickelt sind. Da der Fluss weiter nördlich den Tertiärrücken des Hängelberges und des Marzoller Berges durchbricht, scheint das Reichenhaller Becken einst ganz geschlossen gewesen zu sein und nicht frei mit dem Salzburger communiciert zu haben.

Wie die Saalach, so durchfließt auch die Salzach abwechselnd Thalengen und Thalweitungen und ist bald zu verticaler Erosion, bald zu Accumulation gezwungen. Die Stromschnelle in der Schlucht von Taxenbach unterhalb der Pinzgauer Accumulationsebene führten wir oben auf eine Veränderung der orographischen Verhältnisse zurück, sei es durch eine Verlegung der Wasserscheide zwischen Saalach und Salzach von Taxenbach weg an das Nordende des Zeller Sees, sei es durch eine postglaciale Dislocation, eine Hebung bei Taxenbach. Auch in der Thalweitung von St. Johann im Pongau und Bischofshofen herrscht heute Erosion, wengleich die postglacialen Schotterterrassen auch hier von einer Accumulation beim Beginne der Postglacialzeit erzählen. Die Erosion steigert sich im Pass Lueg, wo dieselbe das Salzachbett seit der Ablagerung der Grundmoräne von Bruneck und der Glättung des liegenden Felsens 20 m und tiefer eingeschnitten hat.

Dass das weite Salzburger Becken am Schlusse der Eiszeit einen großen See beherbergte, suchten wir oben (Cap. XII) wahrscheinlich zu machen. Heute wird sein Boden von weiten horizontalen Schottermassen eingenommen, die sich südwärts bis Golling und selbst in einige Seitenthäler hinein, wie in das Lanuwerthal und das Blumtauthal, verfolgen lassen. Allein auch hier ist gegenwärtig die Accumulation nicht mehr allzu thätig und hat einer vorwiegend in horizontaler Richtung wirkenden Erosion Platz gemacht; wird doch die Salzach von Golling an bis Laufen von postglacialen Schotterterrassen begleitet, die sich thalabwärts immer höher und höher über das heutige Flussniveau erheben.

Der Bergsturz bei Vigaun, südlich von Hallein, scheint auf das Gefälle der Saalach keinen wesentlichen Einfluss gehabt zu haben, da er nicht das ganze Saalachthal verlegte, sondern sich auf dessen westlichen Theil beschränkte. Es dürfte derselbe jünger sein als die Schottermassen, welche die Terrassen zusammensetzen. Postglaciale Schotterterrassen treten auch nördlich des Saalburger Beckens in der Thalweitung von Tittmoning auf, wo sie ein tieferes Niveau einnehmen als die oben (Seite 116) besprochenen eigenthümlichen Sande von Friedorfing und Kirchanschöring. Hingegen fehlen sie sowohl dem Saalchdurchbruch von Laufen als auch demjenigen von Numreut. Unterhalb des letzteren finden sich postglaciale Alluvionen im Saalachthal bei Reitenhaslach und Burghausen, allein in so verschwindender Mächtigkeit, dass sie nicht wohl als Accumulationen, sondern nur als Flussschotter aufgefasst werden können, der an einzelnen Stellen bei der Vertiefung des Flussbettes auf dem liegenden Tertiär zurückblieb. Inwieweit die ausgedehnten niedrigen Kiesterrassen am Inn etwa als selbständige Accumulationen und nicht als Erosionsterrassen im Niederterrassenschotter anzusehen sind, als welche sie in der geologischen Karte eingezeichnet wurden, muss dahingestellt bleiben.

Überblicken wir sämtliche postglaciale Schotter des alten Gletschergebietes, so drängt sich uns die Thatsache auf, dass an vielen Punkten die postglaciale Accumulation heute bereits erloschen oder fast erloschen ist. Es tiefen die Flüsse, die jene Schotter aufhäufte, heute ihr Bett wieder in ihre eigenen Accumulationen ein. Die Bildung des Alluvialterrassenschotters fällt demnach mit Ausnahme weniger Vorkommnisse, z. B. des Saalchschotters im Ober-Pinzgau, in einen früheren Abschnitt der Postglacialzeit, welcher der letzten Eiszeit näher liegt. Die Ursache dieser Accumulation und ihres Aufhörens kann in verschiedenen Umständen liegen. Es lässt sich das letztere dadurch erklären, dass, als die Becken ausgefüllt worden waren, die Erosion, die an deren Riegel nagte, zurückgriff, das Gefälle verstärkte und die Accumulation ablöste. Allein sehr wohl denkbar erscheint auch, dass bei Beginn der Alluvialzeit die Geschiebeführung der Flüsse eine größere war als heute und mithin eine Aufschotterung infolge Überlastung stattfand.

Dass der erstere Umstand in der That mit zur Erklärung herbeigezogen werden muss, geht unmittelbar aus der von uns oben gegebenen Schilderung der Alluvialterrassen hervor. Allein die petrographische Zusammensetzung der Schotter lässt es wahrscheinlich erscheinen, dass auch die zweite Ursache mitwirkte.

Es unterscheidet sich nämlich der Schotter der Alluvialterrasse an der Saalach und derjenigen an der Chiemsee-Ache in seiner Zusammensetzung von den heute noch in den Flüssen bestehenden Gerölllagern durch die größere Häufigkeit der Urgebirgsgerölle. Die Saalach wie die Chiemsee-Ache entspringen heute in den Kitzbichler Alpen, und nirgends in ihrem Stromgebiete steht das Urgebirge, stehen Serpentin, Hornblendegesteine und Gneiß an; daher führt auch die Saalach wie die Chiemsee-Ache heute nur sehr wenig Urgebirgsgerölle, welche alle aus glacialen Ablagerungen stammen. Selbst wenn gegenwärtig das obere Saalachthal durch das Saalachthal entwässert würde, so könnten doch keine Urgebirgsgerölle des Pinzgaus in das Saalachthal dringen, weil zwischen das Pinzgau und das Saalachthal der Zeller See sich einschaltet. Der Schotter der Terrasse an der Saalach dürfte zu einer Zeit abgelagert worden sein, als die Entwässerung des Pinzgaus direct durch das Saalachthal geschah und der Zeller See noch nicht existierte. Wir haben bereits oben (Seite 34) die Moränen am Nordende des Zeller Sees bei Saalfelden geschildert.

Es gewinnt den Anschein, dass das Eis es war, welches die Urgebirgsgeschiebe über den See hinweg und in das Saalachthal trug und dass wir in dem Schotter der Alluvialterrassen des Saalachthales z. Th. den Glacialschotter des Saalchglaciers vor uns haben, der sich bildete, als die Eismassen die Moränen von Saalfelden aufwarfen.

Auch die auffallend große Zahl von Urgebirgsgeschieben im Schotter von Kössen an der Chiemsee-Arche lehrt, dass derselbe unter anderen hydrographischen Verhältnissen sich bildete als den gegenwärtig herrschenden.

Bei Kitzbichl und entsprechend bei Bischofshofen, bei Abtenau, bei Königssee und im Wimbachthal fanden wir, wie bei Saalfelden, Moränen, welche in ihrer Lage zu den Hauptgletscherherden der Tauern, beziehungsweise des Berchtesgadener Landes genau mit der Lage der Moränen am Zeller See übereinstimmen. Auch mit den Endmoränen des Königssees und des Wimbachthales bringt Penck die Alluvialterrassen bildenden Geröllmassen von Schönau bei Berchtesgaden als Glacialschotter in Verbindung.¹⁾ Anders liegen hingegen die Verhältnisse bei Bischofshofen, wo die tief unten im Thal befindlichen Alluvialterrassen ohne Zweifel nichts mit den Moränen, oben auf der Terrasse des Niederterrassenschotters von Buchberg zu thun haben. Abgesehen von diesem Vorkommnis ist es mir wahrscheinlich, dass ein Theil der postglacialen Schotter, vor allem diejenigen im Saalach- und Chiemsee-Achenthal, als Glacialschotter zu betrachten sind, die sich ablagerten, als das Eis das Alpenvorland bereits verlassen hatte.

Es fragt sich, ob wir in denselben Schotter aus der Rückzugsperiode der letzten Vergletscherung des Alpenvorlandes vor uns haben, oder aber aus der Zeit einer selbständigen, in Bezug auf die letzte Vergletscherung des Alpenvorlandes postglacialen Vergletscherung der Alpenthäler, entsprechend derjenigen, welche J. Geikie für Schottland nachzuweisen gesucht hat. So wenig weit auch unsere Beobachtungen zurückreichen, so vermögen wir doch bereits mehrere Schwankungen im Stande der Gletscher in den letzten Jahrhunderten nachzuweisen, welche, wie C. Lang in jüngster Zeit mit größter Schärfe gezeigt hat,²⁾ völlig parallel den säcularen Änderungen der Niederschläge und der Temperatur erfolgen. Es erscheint daher eine postglaciale Vergletscherung der Alpenthäler nicht undenkbar, welche eintrat, nachdem die Gletscher beim Schluss der letzten Vergletscherung des Alpenvorlandes sich bis auf die höchsten Theile des Gebirges zurückgezogen hatten.

James Geikie³⁾ beschreibt aus den Thälern des schottischen Hochlandes Moränen von ganz auffallend jugendlichem Aussehen, die an einer Stelle einen in Bezug auf die letzte große Vergletscherung postglacialen Bergsturz überlagern. Er hält daher die Gletscher, welche die großen schottischen Seen erfüllten, und jene Moränen aufwarfen, nicht für Überreste der letzten großen Vergletscherung, sondern für die Eismassen einer kleinen, der Alluvialzeit angehörenden postglacialen Vergletscherung, welche nach ihm von der letzten Eiszeit durch eine Zeit des Minimums der Gletscherentfaltung getrennt ist. Eine gewisse Analogie der von Geikie geschilderten Glacialablagerungen mit den von uns aus der Gegend von Saalfelden, Königssee, Abtenau, Bischofs-

¹⁾ In Penck und Richter: „Das Land Berchtesgaden.“ Zeitschrift des Deutsch. u. Österr. Alpenvereines. 1885, S. 33 des Separatdrucks.

²⁾ „Der säculare Verlauf der Witterung als Ursache der Gletscherschwankungen in den Alpen.“ Zeitschrift der Österr. Ges. f. Meteorologie 1866, S. 443.

³⁾ „Prehistoric Europe.“ 1861. S. 412—417.

hofen und Kitzbichl beschrieben, ist, was die Größe der Gletscher, die sie abgelagerten, anbetrifft, nicht zu verkennen. Allein jene Moränen scheinen z. Th., wie diejenigen von Kitzbichl, keine echten Endmoränen zu sein, und es fehlt der geringste Grund dafür, auch in jenen Moränen, welche sicher Endmoränen sind, wie die von Abtenau und Königssee, etwas anderes als Rückzugsmoränen der letzten Vergletscherung des Alpenvorlandes zu sehen, abgelagert beim Ausklingen der Eiszeit. So müssen wir auch die Alluvialterrassenschotter, soweit sie ihrer Zusammensetzung nach als Glacialschotter erscheinen, in den Schluss der letzten Vergletscherung des Alpenvorlandes versetzen. Es mag vielleicht befremden, wenn wir ihnen trotzdem das Beiwort postglacial geben. Allein sie sind in der That, wo sie auch auftreten, postglacial in Bezug auf die Vergletscherung des Punktes ihres heutigen Auftretens: Moränen fehlen auf ihnen. Glacialschotter aus der Zeit des Rückzuges der Vergletscherung dürften z. Th. wohl auch die Schottermassen sein, welche den Salzburger See ausfüllten; die Gletscher selbst, welche die Becken ausgeschürft hatten, bereiteten denselben durch ihre Gletscherbäche bei ihrem Schwinden den Untergang.

Eine postglaciale Accumulationsperiode, wie sie die Hauptthäler der Alpen z. Th. erlebt haben, fehlt in den Seitenthälern völlig; wir haben vielmehr hier mit dem Ende der Vergletscherung den Beginn einer Erosionsperiode zu verzeichnen. Wir vermögen zwar nicht immer ziffermäßig den Betrag der postglacialen Erosion festzustellen; oft entzieht sich uns seine Messung, da wir nicht im Stande sind, die Verhältnisse zu rekonstruieren, wie sie am Schluss der Eiszeit sich darstellten. Einigen Anhalt gewährt uns zwar die Verbreitung der Grundmoränen und Gletscherschliffe an den Gehängen der Thäler; allein beide fallen nur zu leicht der Denudation anheim. Sehr viel zuverlässiger ist der Schluss auf den Betrag der postglacialen Erosion, wenn wir denselben aus der Verbreitung des Niederterrassenschotters zu ziehen vermögen.

Derjenige Theil unseres Gebietes, in dem die verticale Erosion in den unteren Seitenthälern am thätigsten und intensivsten wirkte, ist das Pongau. Wir schilderten bereits oben (Seite 95) die Steilstufen und Klammern an den Mündungen der Rauriser Ache in die Salzach bei Taxenbach, der Gasteiner Ache bei Lend, des Groß-Arlbaches und des Klein-Arlbaches bei St. Johann im Pongau und des Mühlbaches und Fritzbaches bei Bischofshofen. Die Thäler des Klein-Arlbaches, des Mühlbaches und des Fritzbaches sind z. Th. in Niederterrassenschotter eingesenkt, der in steilen Wänden gegen die Bäche abstürzt, welche auf eine Entstehung der Schluchten durch Wassererosion, nicht aber durch Eiserosion hinweisen. Es beträgt, nach der Tiefe des Thales im Glacialschotter zu urtheilen, die verticale Erosion der Postglacialzeit:

im Fritzthal . . . an der Mündung	120 m,	bei Hüttau	80 m
> Mühlbachthal > > >	150 m,	1 km unterhalb Mühlbach	80 m
> Klein-Arththal > > >	130 m,	2 km unterhalb Wagrein	110 m

Das Bett dieser Thäler ist nur z. Th. in Niederterrassenschotter, z. Th. jedoch auch in Fels geschnitten, sodass an den Wänden der Schluchten Schotter und Fels einander in bunter Reihenfolge ablösen. Der Schotter ist in verschiedenster Mächtigkeit aufgeschlossen und die Auflagerungsfläche desselben auf dem liegenden Fels bald horizontal, bald schräg, bald sogar senkrecht gestellt. Es ist dieses eine Folge des Umstandes, dass sich die Flächen der Wände des Thales, wie es vor

Ablagerung des Niederterrassenschotter existierte, häufig mit denjenigen der heutigen Thalwände schneiden. Die Bäche haben, als sie in postglacialer Zeit ihre durch das Eintreten der Vergletscherung gestörte und durch die Aufschüttung des Niederterrassenschotter z. Th. vernichtete Arbeit wieder aufnehmen, ihr präglaciales Bett nicht vollständig wieder getroffen, sodass ihr Lauf heute vielfach von dem präglacialen abweicht.

Wilde Schluchten, deren Eintiefung wohl zum größeren Theil der Postglacialzeit angehört, ziehen von Osten gegen das Thalbecken von Golling und Hallein herab. Sie entspringen auf dem moränenbedeckten Felsplateau von St. Kolomann, das sich durchschnittlich 200—300 m hoch über das Flussniveau erhebt und als Sockel der isolierten Berge östlich des Salzthalles erscheint. In seinen z. Th. sehr steilen Abfall gegen das Hauptthal haben zahlreiche Bäche ihre Canäle eingerissen. Es dürfte das durch Steilheit des Gefälles der Thalsohle und der Wände als jugendlich gekennzeichnete Alter dieser Schluchten darauf zurückzuführen sein, dass die Ablagerung der vielfach sehr mächtigen Moränen auf den Höhen von St. Kolomann eine Verlegung der Bachläufe veranlasste. Die wildeste dieser Schluchten ist diejenige des Tauglbaches; seine Erosionsarbeit, die zuerst die mächtigen Moränen des Tauglgletschers durchsank und noch etwa 30—40 m tief in den liegenden Fels einschneidete, erreichte in postglacialer Zeit einen Betrag von nahezu 100 m.

Sehr viel geringer sind entsprechend dem kleinern Gefälle die Leistungen der postglacialen Erosion im Alpenvorland. Dieselben sind vorwiegend an die von alpinen Gewässern durchflossenen Thäler geknüpft, während die ausschliesslich dem Alpenvorland angehörenden Bäche und Flüsse ihr Bett nur wenig vertieft haben. Dadurch, dass die Hauptflüsse einzuschneiden begannen, wurden zwar auch ihre Seitenbäche zu Erosion gezwungen; allein diese Erosion hat nicht weit zurückzugreifen vermocht. So finden wir an zahlreichen Bächen im Unterlauf eine bedeutende Verstärkung des Gefälles. Es besitzt z. B. der Engelbach, der bei Braunau in den Inn mündet, in den unteren 6 km seines Laufes ein Gefälle von 10‰, weiter oberhalb nur ein solches von 3.5‰.

Die Moränen der inneren Zone haben nur wenig von der postglacialen Erosion gelitten, und nur dort, wo sie an steile Hänge sich anlegen, wie am Haunsberg, sind tiefere Thäler in dieselben eingerissen worden. Die Anlage der großen Erosionsthäler, welche die äussersten Endmoränen der inneren Zone queren, reicht bis in die Glacialzeit zurück. Sie entstanden durch die Schmelzwasser der Gletscher, wie z. B. das Thal, das bei Aschau den äussersten Moränenwall durchbricht. Sie sind z. Th. alte Abflusscanäle der Seen, die beim Rückzug der Vereisung in den Theildepressionen aufgedämmt wurden, wie das tiefe Thal, das vom Teisendorfer Becken gegen Traunstein zieht, oder das Thal, welches bei Oichten die Oichtener Theildepressionen verlässt. Die Sohle dieser Thäler wird heute von unscheinbaren Wassern überrieselt, die keine Erosionsarbeit zu leisten vermögen; es sind Trockenthäler.

Die postglaciale Thalbildung im Alpenvorland ist es vor allem, welche uns die Mittel in die Hand giebt, die relative Dauer der Postglacialzeit zu bestimmen. Der Deckenschotter und der Hochterrassenschotter sind wie der Niederterrassenschotter durch Gletscherbäche aufgeschüttet worden. Als ihre Ablagerung vollendet war, da folgte jeweilig auf die Accumulationsperiode eine Periode der Erosion, die wiederum abschloss, als der nächstjüngere Schotter sich zu bilden anfing. Diesem Wechsel von Accumulation und Erosion verdanken wir die terrassen- oder treppenförmige Lagerung der drei Schotter zu

einander. Vergleichen wir die Zerstörung, welche der Hochterrassenschotter durch die Erosion vor der Ablagerung des Niederterrassenschotters erlitt, mit den Wirkungen der postglacialen Erosion an dem Niederterrassenschotter, so finden wir einen bemerkenswerthen Unterschied. Es hat, wie wir aus dem Auftreten von Hochterrassen in solchen Thälern schließen dürfen, welche, wie das Mattigthal, ganz dem Alpenvorland angehören, die auf die Ablagerung des Hochterrassenschotters folgende Erosionsperiode ein regelmäßiges Gefälle nicht nur in den von alpinen Gewässern durchströmten Hauptthälern, sondern auch in Thälern, welche ganz dem Alpenvorland angehören, hergestellt und aus den Glacialablagerungen Terrassen ausgeschnitten, ehe die Ablagerung des Niederterrassenschotters begann. Die seit der Ablagerung des Niederterrassenschotters thätige Erosion hat hingegen ein einheitliches Gefälle noch nicht überall zu schaffen vermocht, finden sich doch Niederterrassen in Thälern, welche, wie das Alzthal, das Innthal und das Salzachthal von alpinen Gewässern benützt werden, während in den Thälern der Vorlandsflüsse der Niederterrassenschotter noch heute die Thalsohle bedeckt und die Flüsse nur in ihrem Unterlauf in den Niederterrassenschotter ihr Bett eingeschnitten haben. Es gewinnt den Anschein, dass die seit der Ablagerung des Niederterrassenschotters verstrichene Zeit kürzer ist, als der Zeitraum zwischen der Ablagerung des Hochterrassenschotters und des Niederterrassenschotters. Ein gleicher Schluss lässt sich aus der starken Zerstörung des Deckenschotters vor der Ablagerung des Hochterrassenschotters für die Dauer der Erosionsperiode zwischen der Bildung der zwei älteren Schotter ziehen. Wir sind heute der Bildungszeit des Niederterrassenschotters näher, als es die Bildungszeit des Niederterrassenschotters derjenigen des Hochterrassenschotters, oder die Bildungszeit des Hochterrassenschotters derjenigen des Deckenschotters war. Die Postglacialzeit ist wesentlich kürzer als jede der zwei Interglacialzeiten.

Bestätigt wird dieser aus den Erosionswirkungen der betreffenden Zeiträume gewonnene Schluss noch durch einen Vergleich der Eluvialschichten, die während der Postglacialzeit und während der letzten Interglacialzeit entstanden. Nur eine dünne, selten 0,3 m mächtige Schicht braunen Verwitterungslehmes sehen wir die Ablagerungen der letzten Eiszeit bedecken. Ein mächtiger Löss und Lösslehm, wie er sich während der letzten Interglacialzeit bildete und wie er nach unseren Beobachtungen bei Aschau bei der letzteren Abschluss fertig gebildet war, fehlt noch auf den jüngsten diluvialen Ablagerungen.

Da die Gletscher das Alpenvorland zuerst verließen, so trat für dasselbe die Postglacialzeit früher ein, als für die Thäler des Gebirges, in denen die Gletscher sich noch hielten. Gehen wir in die höchsten Regionen des Hochgebirges, so sehen wir dieselben noch heute jahraus, jahrein unter Eis und Schnee vergraben. Hier hat die Postglacialzeit überhaupt noch nicht begonnen. Dieser Umstand, wie auch die Kürze der Dauer der Postglacialzeit selbst im Alpenvorland, wo sie doch am frühesten begann, lässt das Verhältnis der Alluvialzeit zur Diluvialzeit erscheinen, wie dasjenige der Gegenwart zur Vergangenheit.

VIERZEHNTE CAPITEL.

Die Eiszeit im Schweizer Alpenvorland.

Das Schweizer Alpenvorland mit dem Bayerischen verglichen. Das erstere in die Bewegung des Jura und der Alpen einbezogen. Überwiegen der Molasselandschaft über die Diluviallandschaft in der Schweiz. Beeinflussung der Gletscher durch den Jura und die Molassethäler. Deckenschotter am Bodensee und am Rhein. Die löcherige Nagelfluh des Ütli, das Teufelskellers bei Baden und der Baarerburg am Zuger See. Die Aunagefluh als altes Linthdelta. Hochterrassenschotter am Rhein. Äußere und innere Moränenzone. Verbreitung des Lösses und Lösslehms. Verbreitung und Zusammensetzung des Niederterrassenschotters. Die Enden des Rhonegletschers, Heubgletschers und Linthgletschers in der letzten Eiszeit. Widerlegung von Morlot's und Wettstein's Ansichten. Zusammenfassung.

Die Lage des Schweizerischen Alpenvorlandes ist eine wesentlich andere als diejenige des Bayerischen. Das nördliche Alpenvorland besitzt auf bayerischem Boden seine größte Breite und verschmälert sich von hier aus sowohl gegen Osten, wo sich der Rand des böhmischen Massivs immer mehr und mehr dem Nordsaum der Alpen nähert, als auch gegen Westen, wo der fränkisch-schwäbische Jura und der schweizerische Kettenjura dasselbe gegen Norden begrenzen. Südlich von Genf gliedert sich der letztere eng an die Alpen an und das nördliche Alpenvorland keilt hier aus. Der Böhmer Wald gehört einer uralten, seit langer Zeit nur als Ganzes bewegten Scholle an. Hier sind die gebirgsfaltenden Kräfte erloschen und die Flüsse zeigen eine Gefällcurve, welche der idealen Flusscurve sehr nahe kommt, bei der auf allen Strecken des Laufes Wassermenge, Last und Gefälle im Gleichgewicht stehen. So besitzt der Regen auf der ganzen Erstreckung seines Laufes ein äußerst regelmäßiges Gefälle, welches in Thalweitungen und Thalengen sich gleich bleibt und selbst auf jener Thalstrecke kaum eine Steigerung erfährt, auf welcher er den »Pfahl« durchbricht, jenen eigenthümlichen, aus seiner weicheren Umhüllung von Gneiß und Granit durch Denudation heraus präparierten Quarzriffzug, welcher, der Richtung des Böhmerwaldes parallel ziehend, auf meilenweite Entfernung zu verfolgen ist. Weit jünger als der Böhmerwald ist der schwäbische und fränkische Jura, dessen Aufbiegung zeitlich und ursächlich mit der Emporhebung des Schwarzwaldes und der Vogesen zusammenfällt und der Zeit angehört, als das Oligocänmeer das Senkungsgebiet zwischen Vogesen und Schwarzwald in Besitz nahm und hier eine marine Verbindungsstraße zwischen den Meeren des Südens und des Nordens entstand. Noch jünger sind die jüngsten Hebungsercheinungen im Schweizer Jura; hier ist das Ober-Miocän mit in die Bewegung der Schichten einbezogen und mit gefaltet und verworfen worden. So finden wir, dass die nördliche Umrandung des Alpenvorlandes im Osten

am längsten in Ruhe ist, im Westen noch in der allerjüngsten geologischen Vergangenheit Bewegungen erlitten hat.

Das Gleiche erkennen wir bei der südlichen Begrenzung des Vorlandes, den Alpen selbst. Während im Osten das Oligocän zwar gestört, doch nicht in bedeutende Höhen gehoben, sondern ausschließlich auf den Fuß des eigentlichen Gebirges beschränkt ist, erscheint es am Ostende des Bodensees in hohem Niveau und setzt hier Gebirgsstöcke zusammen wie das Rindalhorn, und das Gleiche gilt von den weiter westlich gelegenen Gebieten. Das Miocän lagert auf dem deutschen Alpenvorland ganz horizontal; nur unmittelbar am Fuße des schwäbischen Jura und der Alpen treten die unteren Schichten desselben unter den oberen zu Tage. In der ganzen weiten Ebene zwischen diesen Grenzgebirgen erscheint fast ausschließlich das Obermiocän, jene Mergel, Quarzsande und Quarzkiese, welche die Hügel nördlich einer von Augsburg zur Salzachmündung gezogenen Linie zusammensetzen. Südlich dieser Linie haben die ungestörten obermiocänen Ablagerungen eine starke Abtragung erfahren und sind nachträglich mit diluvialen Bildungen bedeckt worden, sodass sie heute nur in tief eingeschnittenen Thälern zu Tage treten. Ganz anders liegen die Verhältnisse in der Schweiz. Hier ist das Miocän sehr energisch in die Gebirgsfaltung einbezogen worden. Es tritt uns am Pfänder in 1062 m, weiter westlich am Speer in 1950 m und am Rigi in 1800 m Höhe entgegen. Noch bei Zürich, am Nordwestende des Zürichsees und 30—40 km vom Fuße der Alpen entfernt, zeigt dasselbe eine Neigung seiner Schichten, welche keine ursprüngliche sein kann, und fällt mit 26‰ gegen NNW.¹⁾ Bei Wettingen zwischen Zürich und Baden, in unmittelbarer Nachbarschaft der Jurakette der Lägern erreicht die Neigung bereits einen solchen Betrag, dass sie dem bloßen Auge deutlich sichtbar wird. Es erscheint das Miocän hier stark berührt von der Faltung des Jura, wenngleich dasselbe auch hier noch in der Richtung zum Jura hin fällt. In der gleichen Weise dislociert wie auf der Linie Speer-Zürich-Baden, ist das Miocän im ganzen schweizerischen Alpenvorland. Überall ist sein südlicher Saum von der alpinen, sein nördlicher von der jurasischen Hebung ergriffen. Da diese beiden Hebunggebiete einander sehr nahe benachbart sind, so ist kaum eine Stelle des Miocäns völlig ungestört geblieben, wenn auch die Störung oft in einzelnen Aufschlüssen nicht zu erkennen ist, sondern erst bei Verfolgung der Schichten auf größere Entfernungen klar zu Tage tritt. Das Bayerische Alpenvorland erscheint als ein sehr breiter neutraler Streifen zwischen dem in Ruhe befindlichen böhmischen Massiv im Norden und den in der jüngsten geologischen Vergangenheit in nur wenig intensiver Bewegung begriffenen Ketten der Alpen, zu breit, als dass sich die Bewegung der letzteren mehr als einem ganz schmalen Saum unmittelbar am Gebirge hätte mittheilen können. Das schweizerische Alpenvorland tritt uns als ein schmales Band entgegen, eingekleint zwischen Jura und Alpen, welche bis in die jüngste Zeit bewegte und sich wohl noch bewegende Massen darstellen, eingezwängt zwischen denselben wie zwischen den Zwingen eines Schraubstockes. Es hat sich hier die Bewegung der Randgebirge mehr oder weniger dem ganzen Vorland mitgetheilt.

Als eine Folge der Bewegungen seit der Miocänzeit erscheint es, dass die Thäler des Schweizer Alpenvorlandes tief in Molasseschichten einschneiden, deren Äquivalente in Südbayern unter der Sohle der Thäler ruhen. Diese Verhältnisse sind bestimmend für das in beiden Gebieten so

¹⁾ A. Wettstein: »Geologie von Zürich und Umgebung.« Zürich 1886, S. 7.

ganz verschiedene Auftreten der diluvialen Ablagerungen. In Bayern konnten sich die Eismassen der Vergletscherungen ungestört auf einem, wie die gleichförmige Verbreitung des Deckenschotter von Schwaben bis über die Salzach hinaus lehrt, ursprünglich wenig coupierten Terrain ausbreiten und hier ihre Gletscherbäche die verschiedenen Glacialschotter aufbauen. Im südlichen Bayern herrschen oberflächlich die diluvialen Ablagerungen ganz ausschließlich. Die glacialen Bildungen bestimmen die Oberflächenformen und entscheiden über die äußere Erscheinung des Landes. Ganz anders in der Schweiz. Die Molasse wird von tiefen Thälern durchfurcht; sie giebt der Erdoberfläche den Charakter und neben den größeren, in die Augen fallenden Formen der Molasselandschaft treten die charakteristischen Formen der Diluvialablagerungen stark zurück. Vor allem sind in der Nordschweiz die Gebilde der jüngsten Eiszeit an die Molassethäler gebunden und mehr oder weniger auf dieselben beschränkt. In Bayern stellte sich der Ausbreitung der Gletscher auf der Hochebene keine Schranke entgegen, welche sie etwa zum Abweichen aus der Bewegungsrichtung veranlasst hätte, die ihnen der Verlauf der in das Alpenvorland mündenden Thäler einmal aufgezwungen hatte. So haben wir hier die trefflich geschlossenen Moränenfelder des Inn- und Salzachgletschers. In der Schweiz bildete der Jura eine solche Schranke. Zwar auf die Zungen der nordschweizerischen Gletscher konnte der letztere während der jüngsten Eiszeit nicht gestaltend einwirken, da dieselben, wie wir unten sehen werden, ihn nicht erreichten. Allein der aus dem Wallis senkrecht auf den Kettenjura stoßende Rhonegletscher wurde durch denselben nach rechts und nach links abgelenkt und theils nach Südwesten gegen Lyon, theils nach Nordosten gegen Solothurn geleitet. Eine Ablenkung durch den Jura, wie sie in der letzten Eiszeit ausschließlich der Rhonegletscher erlitt, erfuhren während der vorhergehenden größten Vergletscherung sämtliche Eismassen der Schweiz. Das gesammte Gebiet zwischen Jura und Alpen war von Gletschern erfüllt, welche einerseits in die Rhone-Ebene, andererseits in das Donauthal hinüberfutheten.

Schon der Umstand, dass die freie Entwicklung der Gletscher durch den entgegengesetzten Jura gehemmt und durch die z. Th. sehr tief in die Molasse eingeschnittenen Thäler beeinflusst war, muss das Studium der Diluvialablagerungen in der Schweiz und vor allem die scharfe Trennung der verschiedenen Schotterssysteme, die wir in Bayern kennen lernten, erschweren. In Bayern gelang uns die Scheidung der drei Schotter zuerst außerhalb der Grenzen der Vergletscherungen und von dort vermochten wir sie getrennt bis unter die Moränen zu verfolgen, wo sie nur mehr in größeren und kleineren Fetzen auftreten, weil sie hier eine intensive Erosion durch das Gletschereis erfahren haben. Da die Schweiz während der größten Eiszeit vollständig unter Eis begraben war, so müssen wir erwarten, den Deckenschotter und Hochterrassenschotter, wenn überhaupt, so doch stark zerstückelt zu finden und nur der Niederterrassenschotter dürfte voraussichtlich in der Nordschweiz eine freie Entwicklung besitzen, wie außerhalb der inneren Moränen Bayerns. Ein regelmäßiges Nebeneinanderauftreten der drei Schotter, wie wir es zwischen der Alz und dem Inn im Gebiete des Salzachgletschers kennen lernten und wie dasselbe noch weit typischer an den kleinen Vorlandflüssen zwischen Iller und Lech entwickelt ist, dürfen wir nur bei Lyon außerhalb der Moränen des Rhonegletschers, am Rhein und an der Donau außerhalb der Moränen des Rheingletschers zu finden erwarten.

Ob alle drei Schotter bei Lyon auftreten, ist unbekannt. Im Gebiet des Rheingletschers hingegen gelang zuerst Penck die Trennung der

drei Schotterssysteme. Es hat derselbe den Deckenschotter, den Hochterrassenschotter und den Niederterrassenschotter bei Schaffhausen beobachtet¹⁾, wo sie in gleicher Weise auftreten wie in Bayern. Von hier lassen sich alle drei Systeme mit Unterbrechungen gegen Westen fast bis Basel verfolgen.

Am Nordufer des Bodensees tritt nach Penck²⁾ der Deckenschotter in sehr stattlicher Mächtigkeit auf; er bildet das Plateau von Hohenbodmann und Heiligenberg und senkt sich mit diesem zur Donau, an welchem Fluss der rheinische Deckenschotter bis Neuburg an der Grenze von Ober-Bayern zu verfolgen ist, wo er mit dem dortigen localen Deckenschotter verschmilzt. Südlich von Schaffhausen bedeckt der Deckenschotter die Höhe des Irchel. Dem System des Deckenschotters gehört auch die diluviale Nagelfluh an, welche nach Girtanner³⁾ als ein mächtiges und ausgedehntes Lager bei Kaiserstuhl die Egg sowie die Höhen zwischen Schneisingen, Baldingen, und Mellikon bedeckt, sowie auch diejenige, welche Mühlberg nach Collbrunner bei Zurzach schildert.⁴⁾ In der Nähe des letzten Ortes reichen die Nagelfluhlagen von der Höhe des Plateaus bis zur Mitte seines Steilabfalles. Ziemlich mächtige Nagelfluh beobachtete A. m. f. auf dem Steppberg und auf dem ganzen »Berg« südlich von Rheinfelden.⁵⁾ Hier sind die ungefähren Höhen der Oberfläche der betreffenden Nagelfluhvorkommnisse entlang des Bodensees und des Rheines, z. Th. nach Coten der Karte, gegeben.

bei Heiligenberg	750 m
» Hohenbodmann	672 m
am Irchel	680 m
bei Kaiserstuhl	circa 600 m
» Zurzach	» 520 m
» Rheinfelden	» 450 m
» Brugg (Gebensdorfer Horn)	500—550 m

Die Oberflächen sämtlicher Nagelfluhreste westlich des Rheinflusses bei Schaffhausen ordnen sich einem einheitlichen Niveau ein, welches sanft gegen Westen geneigt ist. Dagegen fügen sich Vorkommnisse am Westende des Bodensees, wie dasjenige bei Stein, Friedingen, sowie auf dem Kohlfirst, die Penck früher als Deckenschotter deutete, dieser Neigung nicht. Dieselben liegen wesentlich tiefer als die Nagelfluh des Irchel und selbst als diejenige bei Kaiserstuhl und Zurzach. Herr Professor Penck, dem die letzteren Vorkommnisse unbekannt geblieben waren, hält es nach einer privaten Mittheilung gegenwärtig für sehr wohl möglich, dass jene von ihm früher dem Deckenschotter zugerechneten Nagelfluhreste am Westende des Bodensees Hochterrassenschotter sind. — Nach der großen Zahl von mehr oder weniger ausgedehnten Conglomeratfetzen, welche von Schaffhausen bis Basel auf den den Rheinstrom begleitenden Höhen entdeckt worden sind, sowie nach deren einheitlicher Neigung nach Westen urtheilend, bin ich geneigt, dieselben als Reste einer alten zusammenhängenden Decke des ältesten Schotters, welche längs des Rheines sich dahinzog, aufzufassen. Von diesen auf die Kuppen der

¹⁾ »Zur Vergleichsicherung der deutschen Alpen.« Leopoldina 1885, S. 14 des Separatabdruckes.

²⁾ A. a. O. S. 13.

³⁾ In F. Mühlberg's »II. Bericht über die Untersuchungen der erratischen Bildungen im Aargau.« Mitth. d. aargauischen naturf. Ges. 1878, I. Heft S. 28.

⁴⁾ A. a. O. S. 30.

⁵⁾ A. a. O. S. 32.

Höhenzüge beschränkten und horizontalgeschichteten Conglomeraten sind wohl zu trennen die schräggeschichteten verkitteten und unverkitteten Moränen, welche die Gehänge der Hügel überziehen.

Es fragt sich, ob überhaupt und wie weit sich diese Decke des ältesten Schotters nach Süden ausdehnte. Mehrfach finden sich in der Nordschweiz Nagelfluhbildungen, welche wohl von der miocänen Nagelfluh unterschieden sind und von den Schweizer Geologen der letzteren als löcherige Nagelfluh gegenübergestellt werden. Diese Nagelfluh ist bald mehr, bald weniger verfestigt, und besteht aus Geröllen alpiner Herkunft. Gutzwiller¹⁾ präcisirt die Eigenthümlichkeiten, welche die löcherige Nagelfluh gegenüber der miocänen auszeichnen. Es sind in derselben die Feldspathgesteine nie verwittert; es kommen Sernifite, ferner Diorite des Piz Ner und Hornblendeschiefer in Geröllform häufig in derselben vor, während sie der miocänen Nagelfluh gänzlich mangeln. Es fehlen hingegen der löcherigen Nagelfluh die für die miocäne charakteristischen Eindrücke, die ein Geröll auf dem liegenden Geröll hinterlässt, und wenn einmal Eindrücke auf den Geschieben der löcherigen Nagelfluh sich finden, so ist das betreffende Geschiebe immer zerdrückt.²⁾ Das Bindemittel ist grobsandig und häufig zeigen sich zwischen den einzelnen Geschieben Hohlräume, welche der Nagelfluh den Namen der löcherigen verschafft. Alle Ablagerungen, welche von mir in der Schweiz besucht wurden, zeigen einen Habitus, der vollständig demjenigen der conglomerierten Schotter Bayerns und des Salzachgebietes entspricht. Allein im Salzachgebiete haben wir nicht weniger als fünf theils zeitlich, theils genetisch streng geschiedene, petrographisch jedoch mehr oder weniger einander ähnliche Ablagerungen diluvialer Conglomerate kennen gelernt. Der Deckenschotter und der Hochterrassenschotter traten uns überall als Conglomeratbildungen entgegen, und nur durch ihre Lagerungsverhältnisse gelang es uns, sie als altersverschiedene Gebilde zu erkennen. Nicht selten zeigte sich auch der Niederterrassenschotter, der Glacialschotter der letzten Vergletscherung, lose verfestigt. Die älteren Moränen oder Moränen der äusseren Zone waren häufig mehr oder weniger conglomeriert. Als fünftes diluviales Conglomerat lernten wir endlich das alte Salzachdelta kennen, dessen Reste uns bei Salzburg und an anderen Orten begegneten. Es fragt sich nun: welcher dieser fünf Ablagerungen im Salzachgebiete entspricht die Stufe der schweizerischen löcherigen Nagelfluh und sind nicht vielleicht unter ihrem Namen in der Schweiz Reste mehrerer jener fünf Ablagerungen zusammengefasst? In der That ist letzteres der Fall.

Der Gipfel des Ütliberger bei Zürich wird von einer Nagelfluh gebildet, welche eine Mächtigkeit von etwa 30 m besitzt; diese Nagelfluh ist in der überwiegend größeren Partie mittelkörnig und stark durch ein kalkiges Cement verfestigt. Die Geschiebe sind mehr oder weniger, z. Th. auch nur an den Kanten gerundet. Zahlreiche Hohlräume zwischen denselben sowie das Vorkommen von Sernifitgeröllen und von Brocken der miocänen Nagelfluh charakterisieren diese Ablagerung als löcherige Nagelfluh. Die horizontale Schichtung mit discordanter Parallelstruktur lässt sich besonders an der Westseite des Ütliberger unterhalb des Ütlirestaurants am Wege vom neuen Hotel Ütliberger zum Hotel Uto-staffel beobachten. Diese Nagelfluh, welche in neuester Zeit sehr eingehend von A. Wettstein geschildert worden ist³⁾, lagert nicht unmittel-

¹⁾ Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. • Blatt XIV. Abth. I., S. 180 f.

²⁾ Wettstein: Geologie von Zürich und Umgebung. • Zürich 1865. S. 28.

³⁾ A. a. O. S. 29.

bar dem hier aus Sandstein und Nagelfluh bestehenden Miocän auf, sondern es schaltet sich zwischen beide eine Schicht typischer Grundmoräne ein, welche trefflich vor dem Hotel Ütliberg am Absturz gegen Zürich aufgeschlossen ist. Die Moräne enthält gekritzte Geschiebe und Blöcke z. Th. von bedeutenden Dimensionen, welche letztere beim Anlegen des Hotelgartens theils in situ, theils nur wenig aus ihrer ursprünglichen Stellung gerückt, liegen gelassen wurden. Auf dieser typischen Grundmoräne ruhte bis vor Kurzem eine kleine Zunge der löcherigen Nagelfluh, die bei Anlage des Hotelgartens entfernt wurde. Die Moräne zieht unter der Nagelfluh durch und wurde von Wettstein an einer zweiten Stelle westlich vom Utokulmrestaurant am Fuße einer senkrechten Wand unter der Nagelfluh beobachtet; doch war der betreffende Aufschluss bei unserem Besuche wieder verschüttet. Die Auflagerungsfläche der Nagelfluh auf dem Miocän, beziehungsweise der Moräne, ist keine horizontale Ebene, sondern steigt gegen Nordwest bedeutend an.

Ein Vorkommnis, das schon von Mühlberg erwähnt wird, und welches viel Ähnlichkeit mit der Ütlibergnagelfluh besitzt, ist die unmittelbar am Kettenjura gelegene Nagelfluh des Teufelskellers bei Baden, deren Gerölle dem Reußgebiete entstammen. Dieselbe bildet die Kuppe der westlich von Baden gelegenen Erhebung. Ihr Liegendes konnte nicht direct beobachtet werden; doch ist es ohne Zweifel die hier bereits in die Jurafaltung einbezogene Molasse; ein Hangendes fehlt heute. Diese Nagelfluh besitzt bei einer Mächtigkeit, welche ungefähr gleich derjenigen des Utoconglomerates ist, vollständig deren Typus; doch wurden gekritzte Geschiebe und Grundmoräne an ihrer Sohle nicht constatirt. 1 km nordwestlich des Teufelskellers treten nach Mühlberg ¹⁾ auf dem Baldegghöhenzug »Gletscheranschwenkungen auf, welche sich über Kornlisberg bis zum Gebensdorfer Horn ausdehnen, wo sie zu mächtigen horizontalen Bänken diluvialer Nagelfluh verkittet sind.« Die Nagelfluh des Gebensdorfer Hornes und des Baldeggs dürfte jedenfalls einst mit der Nagelfluh des Teufelskellers zusammengehangen haben, wie nicht nur aus der gleichen petrographischen Beschaffenheit, sondern aus dem gleichmäßigen zwischen 500 und 550 m Höhe schwankenden Niveau hervorgeht.

Eine Ablagerung von Nagelfluh erwähnt Mühlberg auch auf der Höhe der Baarerburg (680 m) bei Baar nordwestlich des Zuger Sees und in etwas tieferem Niveau lagern nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn Prof. Dr. Heim Conglomerate im Thale der Lorze, des Abflusses des Egeri Sees, und ferner im Thale der Sihl beim sogenannten Sihlsprung, 3 km südlich, beziehungsweise 4 km westlich von der Baarerburg. Das nicht ganz übereinstimmende Niveau lässt trotz der geringen Entfernung dieser drei Vorkommnisse von einander nicht ohne weiteres den Schluss zu, dass sie einst miteinander zusammenhängen.

So haben wir in der Nachbarschaft des Zürichsee- und Limmatthales drei von einander weitentfernte Fetzen diluvialer Nagelfluh: denjenigen der Baarerburg, das Utoconglomerat und die Nagelfluhreste zwischen Baden und Brugg. Das letzte dieser Vorkommnisse bedeckt noch immer eine Fläche von mehreren Quadratkilometern, und auch das Utoconglomerat besaß einst eine größere Ausdehnung, arbeiten doch noch heute die Zufüsse der Sihl und Repisch an seiner Zerstörung. Es fragt sich, ob wir vielleicht diese drei Vorkommnisse als Reste einer einheitlichen Decke und als Deckenschotter auffassen dürfen. Sehr

¹⁾ II. Bericht über die Untersuchung der erraticen Bildungen im Aargau. Mitth. der aargauischen naturf. Ges. 1878. I. Heft, S. 25.

bemerkenswerth ist, dass das Niveau des Utoconglomerates (878 m) sowohl das thalabwärtsgelegene ausgedehnte Vorkommnis bei Brugg und Baden als auch das thalaufwärts gelegene kleinere an der Baarerburg um etwa 350, beziehungsweise 200 m überragt. Es entspricht also das Utoconglomerat durchaus nicht dem Niveau des Baarer Conglomerates. Allein auch seine Parallelisierung mit der Nagelfluh bei Baden und Brugg erscheint gewagt, da in diesem Falle die Decke zwischen Zürich und Baden ein Gefälle von 15‰ (1:70) gehabt haben müsste — eine Gefälle, wie es kaum ursprünglich gewesen sein kann. Ein zweites gewichtiges Bedenken stellt sich der Parallelisierung der Ütlinagelfluh mit dem Deckenschotter entgegen, fanden wir doch unter derselben Moränen, während der Deckenschotter in Bayern nirgends auf Moränen lagert, wenn er auch in seinen obersten Partien als Glacial-schotter der ersten Vergletscherung einst mit Moränen in Wechsellagerung getreten sein mag. Dagegen würden die Nagelfluhreste von Baar und Baden sich ihrem Niveau nach wohl als Reste einer einheitlichen nach Nordwest schwach einsinkenden (4‰ = 1:250) Decke deuten lassen, sofern zwischen denselben in entsprechendem Niveau noch andere analoge Nagelfluhreste nachgewiesen werden würden. Schon heute bin ich geneigt die Nagelfluh des Teufelskellers und des Gebensdorfer Horns mit der Decke des Deckenschotters im Rheinthale zwischen Schaffhausen und Basel in Verbindung zu bringen, mit dem dieselbe im Niveau gut übereinstimmt. (Vgl. Tabelle oben S. 137.)

Die Schweizer Geologen suchten bisher alle diese auf den Höhen auftretenden Nagelfluhablagerungen, sowohl diejenigen längs des Rheines als auch die Conglomerate bei Baden und Brugg, als locale Bildungen der Eiszeit aufzufassen, wie es Mühlberg ¹⁾ ausführlich darstellt, abgelagert zu einer Zeit, als Eismassen die benachbarten Thäler erfüllten und Gletscherbäche auf den Höhenrücken zwischen den Eismassen flossen. An eine zusammenhängende Decke konnten sie nicht wohl denken, da ihnen das typische deckenförmige Auftreten des ältesten Glacial-schotters in Bayern unbekannt war, und die Reste in der Schweiz etwas zu klein schienen, um sofort auf eine zusammenhängende Decke schließen zu dürfen. Sie hielten es für undenkbar, dass die Thäler in der Nachbarschaft der Nagelfluhfetzen erst nach Ablagerung der Nagelfluh gebildet seien — ein Vorgang, der uns nicht mehr so unnöglich erscheint, wenn wir die Thäler in der Decke des bayerischen Deckenschotters ins Auge fassen. Sie sahen eiszeitliche Ablagerungen die Thäler auskleiden. So lange sie die Bildung der horizontalen Nagelfluh auf den Kuppen und der Moränen auf den Gehängen der Hügel ein und derselben Eiszeit, und zwar der älteren, größten zuschrieben, so lange ließ sich in der That kaum an eine andere, denn an eine locale Entstehung jener Ablagerungen auf den Spitzen der Molasseberge denken. Penck erkannte in Bayern, dass zwischen die Bildung des Deckenschotters und die größte Eiszeit eine lange Periode der Thalvertiefung sich einschaltet, und wir konnten im Salzachgebiete seine Beobachtungen bestätigen. So dürfte auch die Entstehung der Nagelfluh bei Schaffhausen, Kaiserstuhl Rheinfeldens und Brugg einer ersten Eiszeit angehören, welche von der Eiszeit, die die Moränen auf den Gehängen der Molasseberge zurückließ, durch eine lange Interglacialzeit getrennt war.

Etwa auf der Hälfte der gesammten Längserstreckung des Zürich-sees ragt vom linken, südwestlichen Ufer zwischen Horgen und Wäden-

¹⁾ •II. Bericht u. s. w. 1878, S. 67 ff.

schwyl eine kleine, nur lose dem Festland angegliederte Halbinsel — die Au genannt — in Gestalt eines 30—40 m hohen Buckels in den See hinaus. Dieselbe wird von einem Conglomerat zusammengesetzt, das an dem nördlichen und westlichen Ufer der Halbinsel theils in niedrigen Wänden, theils in kellerartigen Stollen trefflich aufgeschlossen ist und von Gutzwiller ¹⁾, C. Moesch ²⁾, F. Mühlberg ³⁾ und A. Wettstein ⁴⁾ mit der Utonagelfuh in eine Reihe gestellt wird. Dieses Auconglomerat unterscheidet sich scharf von der miocänen Nagelfuh; es besitzt alle oben für die löcherige Nagelfuh als charakteristisch aufgezählten Eigenschaften und führt Sernifite und Hornblendegesteine und keine Geschiebe mit Eindrücken, hingegen Gerölle der miocänen Nagelfuh. Petrographisch ist es also völlig mit dem Ütliconglomerat und mit allen oben besprochenen Nagelfuhresten identisch; allein seine Structur unterscheidet sich in einem, wie ich glaube, wesentlichen Punkte von derjenigen der letzteren: seine Schichten fallen — im allgemeinen unter 15° — gegen West bis Nordwest ein, während diejenigen der oben genannten Nagelfuhreste auf den Kuppen der Molasserücken horizontal liegen. Die Schichtung ist überall gut ausgesprochen und die ganze Ablagerung durch sandige Lagen z. Th. von bedeutender Mächtigkeit ausgezeichnet, welche sich zwischen Lagen mittelgroßer Geschiebe einschalten. Gekritzte Geschiebe wurden von uns vergeblich gesucht; doch berichtet Wettstein, dass er dort ein geschrammtes Kalkgeschiebe fand. Im ganzen fehlt der Ablagerung wohl jeder Anhang an glaciäre Moränen, sie erscheint vielmehr als rein fluviale Bildung. Nach Mühlberg reicht diese Nagelfuh volle 45 m unter das Seenniveau hinab. Weitere Untersuchungen werden festzustellen haben, ob die Nagelfuhvorkommnisse der Nachbarschaft bei Riedbach, Alt-Schloss und am Waisenhaus von Wädenschwyl und Gehren, welche in verschiedenem Niveau über dem See auftraten, gleichfalls der Aunagelfuh zuzurechnen sind. Hingegen die Aunagelfuh mit den Conglomeraten des Ütli oder von Brugg-Baden zu parallelisieren, halte ich aus dem oben genannten Grunde nicht für thunlich. Dass die Aunagelfuh älter ist als die Moränen der letzten Vergletscherung, unterliegt wohl keinem Zweifel. Mich erinnert die ganze Bildung der Aunagelfuh nach ihrem Auftreten im Gebiete eines Beckens und ihrer Schichtung lebhaft an die schräggelagerten Conglomerate im Bereiche des Salzburger Beckens, welche wir als die Reste eines diluvialen, vielleicht interglacialen Deltas deuteten.⁵⁾ Sollte sich diese Ansicht bestätigen, so hätten wir in der Aunagelfuh den Rest eines alten Deltas vor uns, gebildet von der von Osten her in den See mündenden Linth, nachdem dieselbe das obere Ende des Sees bereits zugeschüttet hatte.

Wir haben oben den Deckenschotter vom Nordufer des Bodensees längs des Rheines fast bis Basel verfolgt und glauben ein Äquivalent desselben im Aarethal bei Brugg gefunden zu haben. Längs des Rheines findet sich nun auch der Hochterrassenschotter entwickelt. In dem Thalzug, welchem die Eisenbahn von Singen nach Waldshut folgt und welcher in den Deckenschotter eingesenkt ist, tritt der Hochterrassen-

¹⁾ »Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz.« Blatt XIV. Abth. I. S. 130 f.

²⁾ »Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz.« Blatt X. S. 111.

³⁾ »II. Bericht u. s. w.« S. 66.

⁴⁾ »Geologie von Zürich und Umgebung.« S. 30.

⁵⁾ So auch Heim und Penck: »Aus dem Gebiet des alten Isargletschers und des alten Linthgletschers.« Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1886, S. 164 und 168.

schotter nach Penck ¹⁾ als hochgelegene, lössbedeckte Terrasse auf. Weiter westlich erscheint derselbe unter anderem bei Rheinfelden, wo er die sanft undulierte Fläche des Möhlinerfeldes zusammensetzt, die sich 50 m hoch über das Niveau des Niederterrassenschotter erhebt. Er ist hier von einem ganz außerordentlich mächtigen Löss mit Conchylien bedeckt, so dass Mühlberg die gesamte Terrasse des Möhlinerfeldes für aus Löss bestehend erklärte. ²⁾ Gleichfalls aus Hochterrassenschotter und Löss dürfte die Terrasse bei Würenlingen und Döttingen an der Aare bestehen, die Mühlberg als Analogon des Möhlinerfeldes anführt.

Eine äußere und eine innere Moränenzone war zuerst in der Schweiz nachgewiesen worden. Agassiz und vor allem Mühlberg in seinen beiden bahnbrechenden Berichten über die Untersuchung der erraticen Bildungen im Argau hatten darauf aufmerksam gemacht, dass die Grenzen der Endmoränen keineswegs die Grenzen des erraticen Materiales überhaupt seien. Mühlberg bezeichnete die unregelmäßigen Blockablagerungen, welche nicht in Wallform auftreten, sowie einzelne ihm bekanntgewordene z. Th. verkittete Moränenreste außerhalb der eigentlichen Endmoränen als Bildungen der ersten Periode, die wallförmigen Endmoränen hingegen als Bildungen der zweiten Periode. Die Frage, ob beide Perioden durch eine lange Interglacialzeit von einander getrennt waren oder ob dieselben nur als Maximalphasen einer Gletscher-oscillation anzusehen seien, lässt er offen. Allein der orographische Gegensatz der beiden Zonen, auf den Mühlberg in erster Reihe seine Ansicht gründete, ist, wie wir im Salzachgebiet erkannten, zwar ein zuverlässiges, jedoch nur secundäres Merkmal, welches die Scheidung jener zwei Zonen erleichtert. Von viel größerer Bedeutung zeigte sich uns im Salzachgebiet das Fehlen oder Vorhandensein der Lösslehmbedeckung auf den Moränen. Uns gelang es bei Aschau und Feldkirchen den directen stratigraphischen Nachweis zu erbringen, dass dieser Lösslehm interglacial ist und seine Ablagerung in die Zeit zwischen der letzten und der vorhergehenden Vergletscherung fällt. Sehr wesentlich ist es nun, dass auch in der Schweiz der orographische Gegensatz der äußeren und der inneren Moränenzone von dem Vorhandensein, beziehungsweise Fehlen der Lösslehmbedeckung begleitet wird. Da der Lösslehm im Salzachgebiet nachweislich interglacial ist, andererseits gleichfalls in der Schweiz auf den inneren Moränen fehlt, so dürfen wir den Schluss ziehen, dass derselbe auch in der Schweiz in der Zeit zwischen der Bildung der äußeren und der inneren Moränen abgelagert wurde.

Bereits Mühlberg hat dem Löss und lössähnlichen gelben Lehm des Aargaus Aufmerksamkeit geschenkt. ³⁾ »Ein sandiger Lehm von ganz (mit dem Löss) übereinstimmender Beschaffenheit findet sich nach demselben •fast überall und manchmal in ansehnlicher Mächtigkeit über den oben beschriebenen Gletscherablagerungen und Grienbänken (der ersten Periode). Dieser sandige Lehm ist also ohne Zweifel jünger als das grobe Geröll.« ⁴⁾ Mühlberg versetzt die Bildung des Lösses und lössähnlichen Lehmes an das Ende der ersten Eisperiode; es scheint ihm daher das Fehlen desselben auf den inneren Moränen wohl bekannt gewesen zu sein, wenn er es auch nirgends direct ausspricht.

¹⁾ »Zur Vergletscherung der deutschen Alpen.« Leopoldina 1865, S. 14 des Separatdruckes.

²⁾ »II. Bericht u. s. w.« 1878, S. 33.

³⁾ Vgl. »Über die erraticen Bildungen des Aargaus« 1869, S. 187 und »II. Bericht u. s. w.« 1878, S. 33.

⁴⁾ »II. Bericht u. s. w.« 1878, S. 33.

Im ganzen Gebiet der Seen des Rhonegletschers fehlt der Lösslehm vollständig auf den Moränen, die hier nur von einer wenig mächtigen Schicht Verwitterungslehm bedeckt sind. Er fehlt ferner im Gebiete des Linthgletschers auf den Endmoränen und auch auf den »Kiesmoränen« Wettstein's¹⁾ zwischen Dübendorf und Schwamendingen.

An drei Stellen gelang es mir die Grenze der Lösslehmbedeckten und Lösslehmfreien Moränen mit wünschenswerther Schärfe zu bestimmen. Östlich von Baden bei Aesch sind die Gehänge mit einem Lehm bedeckt, der alle Eigenschaften des Lösslehms besitzt, seine gelbe Farbe und seine poröse Structur. Derselbe führt keine ansulungten Kalkskelette und lagert in einer Mächtigkeit von 2 m auf miocänem Mergel auf. Auf der weiten Kiesfläche zwischen Aesch und Baden hingegen fehlt derselbe. Verfolgen wir von hier aus die Straße gegen Ottelfingen zu, so erreichen wir etwa 1.5 km vor diesem Orte einen Endmoränenwall, welchen Mühlberg bereits zu seinen inneren Moränen rechnet und welcher vom Greifenseearm des Linthgletschers aufgebaut wurde. Diese Moräne, die als Wasserscheide fungiert, ist unverfestigt und enthält zahlreiche gekritzte Geschiebe und kleine Blöcke. Ihre Oberflächenformen sind die frischen, unruhigen Formen der inneren Moränen des Salzachgebietes. Ihre Structur ist in mehreren Aufschlüssen, so am unteren Ende des nördlich der Straße gelegenen Weinberges, zu beobachten. Überall lagert auf derselben nur ein dünner brauner Verwitterungslehm mit zahlreichen ansulungten Kalkskeletten. An dieser Moräne entspringt ein Thälchen, das in Molasse eingeschnitten ist und gegen das Limmthal zu sich senkt. Seine breite und ebene Sohle wird von einem winzigen Gewässer überflossen, das jedoch nirgends tief genug eingeschnitten hat, um das Material bloßzulegen, das jene Thalsohle zusammensetzt. Die Sohle dieses Trockenthales vereinigt sich mit der Aufschüttungsebene des Limmatkieses bei Wettingen. Ohne Zweifel entströmte hier dem Gletscher ein Bach, der dem gewaltigen Limmatgletscherstrom zufluss. Wenige 100 m westlich von dem Endmoränenwall findet sich südlich von der Straße, bereits am Fuße des Gehänges der Molassehöhe und etwas über der Sohle des Trockenthales gelegen, eine Lehmgrube, in welcher ein hellgelber (in nassem Zustande brauner) Lehm aufgeschlossen ist. Derselbe ist nach Capillarstructur und nach dem Fehlen der ansulungten Kalke als Lösslehm anzusprechen. Wie im bayerischen Lösslehm, so finden sich auch hier ganz vereinzelt kleine Quarzgerölle. Bemerkenswerth ist, dass dieser Lehm Conchylien führt; es fanden sich in denselben eingestreut kleine Schalen von Helix und Succinea, z. Th. völlig unversehrt. Es ist der Lösslehm hier als echter Löss entwickelt.

Nördlich von Baden, mehrere 100 m von der Brücke, rechts an der Straße nach Ehrendingen, findet sich am nördlichen Gehänge der Lägern eine große Kiesgrube, in welcher ein äußerst unregelmäßig fallendes Conglomerat aufgeschlossen ist. In demselben sind mehrfach große Blöcke eingestreut, sowie gekritzte Geschiebe. Auffallend war die große Zahl von Jurageschieben, sowie ein Geröll löcheriger Nagelfluh. Über der ganzen Ablagerung ruht eine bald mehr bald weniger mächtige Schicht Gehängelehm, der offenbar von den Wänden der Lägern stammt und voll eckiger Trümmer des die letztere aufbauenden Kalkes ist. Die ganze Bildung müssen wir als eine Moräne, und zwar nach ihrer Verfestigung und, da dieselbe außerhalb der durch die Löss- und Lösslehmvorkommnisse bei Ottelfingen und Aesch festgelegten Grenze der

¹⁾ »Geologie von Zürich und Umgebung.« 1885, S. 21.

inneren Moränen sich befindet, als eine Moräne der äußeren Zone bezeichnen.

An einer zweiten Stelle im Gebiete des Greifensee-Armes des Linthgletschers gelang die Festlegung der Grenze der inneren Moränen, bei Effretikon. Hier fand sich auf einer unverfestigten, unregelmäßig geschichteten Moräne ohne größere Blöcke, doch mit gekritzten Geschieben, ein echter gelber, poröser Lösslehm in etwa 1 m Mächtigkeit, dessen Liegendes in seinen oberen Partien, wie es im Salzgebiet Regel ist, etwas verwittert war. Die betreffende Stelle liegt gleich nördlich des äussersten Walles der inneren Moränen, wie derselbe von Mühlberg angegeben wird. Nicht minder scharf war die Bestimmung der Nordgrenze der inneren Moränen des Reußgletschers bei Birmensdorf an der Reuß. Es findet sich hier etwa 0,5 km nördlich von der Kirche eine große bereits von Mühlberg ¹⁾ besuchte Lehmgrube, in welcher ein über 4 m mächtiger Lösslehm zu Tage tritt, dessen Liegendes noch nicht erschlossen ist. Conchylien wurden hier nicht gefunden, hingegen wohl vereinzelte Quarzgerölle. Von einer Schichtung war keine Spur zu beobachten. Aus diesem Vorkommen müssen wir folgern, dass wir uns hier im Gebiete der äußeren Moränen befinden; und in der That zieht auch Mühlberg die Grenze der inneren Moränen nach orographischen Merkmalen südlich von Birmensdorf. Das südliche Gebänge der Müserwaldhöhe ist mit einer lösslehmartigen Ablagerung bedeckt, welche auf dem Kies fehlt, der die weite Ebene der »großen Zelg« aufbaut. Etwas weiter gegen Osten, 300–400 m westlich der letzten Häuser von Dättwil, ist an der Waldecke nicht weit von der Straße locker verfestigter und unregelmäßig, jedoch vielfach horizontal geschichteter Schotter mit einzelnen kleineren Blöcken und gekritzten Geschieben abgeschlossen. In seinem Hangenden tritt eine Eluvialschicht — hier ein echter, jedoch ungewöhnlich mächtiger Verwitterungslehm — auf. Es ist wohl sicher, dass wir den Rest einer älteren Moräne vor uns haben. Südwestlich von Birmensdorf, dort wo die Straße zur Ebene »der großen Zelg« emporsteigt, ist der Kies der letzteren nur mit einer dünnen braunen Verwitterungsschicht bedeckt. Da derselbe mehrfach große Blöcke und selbst einige gekritzte Geschiebe führt, kann er nur dicht am Gletscherende abgelagert worden sein; und in der That setzt kaum 1 km weiter der nördlichste scharf ausgeprägte Endmoränenwall der inneren Zone über die Reuß. Wir finden auch hier am Ende des Reußgletschers die jüngeren, dem Gebirge näher gelegenen Bildungen der Diluvialzeit frei von Lösslehm und müssen unseren bayerischen Ergebnissen entsprechend dieselben der letzten Eiszeit zuzählen. Alle Vorkommnisse von Löss und lössähnlichem Lehm, die von C. Moesch ²⁾ und von Mühlberg ³⁾ im Aargau angegeben werden, befinden sich außerhalb des Gebietes der inneren Moränen, wie sie Mühlberg zeichnet, und über dem Niveau der unteren Flussterrassen und stehen daher sehr wohl mit unseren oben geschilderten Beobachtungen im Einklange. Diese That-sachen lassen es erwarten, dass die Trennung der lösslehmbedeckten und der lösslehmfreien Moränenzone auch an den Enden der anderen Schweizer Gletscher sich wird nachweisen lassen und dass wir auch hier wie in Bayern und im Salzgebiete ganz allgemein eine lösslehmbedeckte äußere, der älteren Eiszeit angehörende und eine lösslehmfreie in der

¹⁾ »II. Bericht u. s. w.« 1878, S. 26.

²⁾ »Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz.« Blatt V. Aargauer Jura. 1867.

³⁾ »Über die errat. Bildungen des Aargaus« 1869, S. 187; »II. Bericht u. s. w.« 1878, S. 33 f.; ferner das Programm der aargauischen Cantonschule 1885.

letzten Eiszeit aufgebaute innere Moränenzone zu unterscheiden haben. Bestätigt wird der Schluss, dass die beiden Moränenzonen verschiedenen Vergletscherungen angehören, durch das Verhältnis der an den inneren Moränen als Glacialschotter entspringenden Kiese zu den inneren und den äußeren Moränen.

Die ganze mittlere und nordwestliche Schweiz wird durch die Aare entwässert, welche am Jura entlang fließend, sämtliche Wasserradern sowohl der Alpen als auch der Molassehügel sammelt und bei Wildegg in den Kettenjura eintritt. Im Aarethale treffen wir auch den Schotter der Gletscherbäche der letzten Vergletscherung in typischer Entfaltung. Da derselbe hier wie in Bayern in niedrigen Terrassen längs des Flusses auftritt, so wollen wir ihn gleichfalls als Niederterrassenschotter bezeichnen. Zwei Ströme dieses Schotters entspringen an den Endmoränen des Rhonegletschers, wie sie von F. Mühlberg und A. Favre¹⁾ gezeichnet werden. Von Nieder-Bipp (westlich von Wiedlisbach nächst Wangen an der Aare), dicht am Fuß des Jura, wo sein Niveau an den Endmoränen in 470 m Höhe liegt, senkt sich der Schotter gegen Nordosten, sodass seine Oberfläche bei Olten sich in nur 407 m Höhe befindet. Von der berühmten Endmoräne bei Steinhof nächst Herzogenbuchsee, die von A. Favre beschrieben wird²⁾, zieht gleichfalls ein Streifen Glacialschotter gegen das Aarethal hin, sich hierbei von circa 500 m auf 440 m Höhe senkend, begleitet die Aare bis Aarburg, durchbricht hier eine Vorkette der Jura und vereinigt sich bei Olten mit dem von Nieder-Bipp kommenden Strom. Allein bereits 9 km oberhalb der endgültigen Vereinigung fand ein theilweises Zusammenfließen der Gletscherströme statt, derart, dass die ganze Erhebung des Born bei Aarburg als eine von Gletscherbächen umschlossene Insel erscheint. Auch heute noch findet sich hier eine Bifurcation: auf der weiten Ebene gebelst sich der Dünnenfluss und sendet einen Arm an der Südseite des Born vorbei direct der Aare bei Niederwyl zu, während die Hauptmasse des Wassers der Nordwestseite des Born entlangfließend, erst bei Olten in die Aare fällt. Von Olten zieht der Schotter, immer Terrassen bildend, über Arau nach Wildegg, wo er in den Jura eintritt. Bei Koblenz vereinigt sich der Aareschotter mit der vom Bodensee kommenden Terrasse des Rheinschotters.

Dieses Schottersystem lässt sich in alle Seitenthäler verfolgen, welche von rechts in das Aarethal einmünden. Im Limmathal entspringt der Schotter an der äußersten Endmoräne des Linthgletschers bei Killwangen 4 km südöstlich von Wettingen in 413 m Höhe; noch bei Wettingen führt er große Blöcke und selbst schwach gekritzte Geschiebe, wenn auch hier seine Schichtung eine sehr deutliche ist und man ihn kaum als Moräne in situ, sondern nur als stark gewaschene und ausgebreitete Moräne, d. h. als Glacialschotter ansprechen kann. Er zieht, ganz ungestört und regelmäßig sich senkend, durch die Juraenge von Baden und vereinigt sich bei Turgi in 360 m Höhe mit dem Aareschotter. Auch an der nördlichsten Endmoräne des Reußgletschers entspringt in 405 m Höhe, 1.5 km südlich von Birmensdorf, ein Schotterstrom, der die Reuß bis zu ihrer Mündung bei Brugg begleitet; als eine weite Glacialschotterfläche erscheint gleichfalls das Birrfeld, dessen Gewässer wie heute, so auch zur Eiszeit durch das Süßbachtal gegen die Aare

¹⁾ »Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses etc.« Genf. 1884.

²⁾ »Sur l'origine des lacs suisses et des vallées.« Archives des sciences physiques et naturelles. T. XXII. 1855. S. 278.

abflossen und theils an der linken Flanke des Hauptarmes des Reußgletschers, theils an der rechten seines im Bünzthal liegenden Seitenzweiges entsprangen. Auch die Schottermassen, welche, aus dem Wynenthal, Suhrthal und Wiggerthal hervorbrechend, mit dem Aareschotter sich vereinigen, entspringen nach F. Mühlberg an den Endmoränen der Gletscherzungen, welche einst den oberen Theil jener Thäler erfüllten. So zeigt der Niederterrassenschotter in seiner Verbreitung eine gewisse Abhängigkeit von den Endmoränen.

Dass wir in der That in demselben einen Glacialschotter vor uns haben, geht auch daraus hervor, dass derselbe bei Steinhof und Nieder-Bipp Gesteine des Rhonegebietes führt, und dass allgemein seine Zusammensetzung jeweilig den Gesteinen des Einzugsgebietes jenes Gletschers entspricht, an dessen Endmoränen er entspringt. Ferner zeigt derselbe, wie bei Birnensdorf und Baden, eine Erscheinung, die ich als Abfließen von den benachbarten Endmoränen bezeichnen möchte: man vermag nicht zu bestimmen, wo die Moräne aufhört und der Schotter beginnt; so allmählig gehen ihre Oberflächen ineinander über. Es führt endlich der Schotter in der Nähe der Moränen große Blöcke und stellenweise sogar gekritzte Geschiebe, wie an der Reuß und Limmat.

Bereits Mühlberg versetzte die Entstehung dieser Schotter in die Eiszeit; allein derselbe hielt sie zunächst für Ablagerungen, welche durch die Schmelzwasser der ersten Eiszeit gebildet wurden.¹⁾ Es gelang ihm den Schotter unter die inneren Moränen zu verfolgen, wie z. B. bei Lenzburg und Mellingen. Erst später beobachtete er, dass die oberen Schichten desselben von den Endmoränen abfließen; und so sprach er sich in neuerer Zeit dahin aus, dass dieselben ihr Dasein derjenigen Vergletscherung verdanken, an deren Endmoränen sie entspringen, und dass sie mithin als Glacialschotter der letzten Eiszeit zu betrachten sind.²⁾ Wir konnten Mühlberg's treffliche Beobachtungen nur bestätigen und müssen uns vollständig seiner Ansicht über das Alter der schweizerischen niedrigen Flussterrassen anschließen. Nirgends gelang es mir auf den Niederterrassen Lösslehm zu finden; bei Wettingen an der Limmat und bei Birnensdorf an der Reuss, wo Lösslehm an den Gehängen der Molasshöhen auftritt, fehlt derselbe doch auf dem jüngsten Glacialschotter, wenn er auch nach Mühlberg auf den höchsten Kiesterrassen des Aargaus, entsprechend den bayerischen Hochterrassen, sich findet.

Die Verbreitung des frei zu Tage liegenden und nicht von Moränen bedeckten Niederterrassenschotters giebt uns gleich dem Lösslehm ein Mittel an die Hand, die Grenzen der letzten Vergletscherung zu bestimmen. Wir sahen den Schotter bei Killwangen, ferner bei Birnensdorf, bei Steinhof und Nieder-Bipp von den Endmoränen abfließen und sich von hier an regelmäßig bis zum Rheinthale senken. Es müssen uns mithin jene Moränen das Ende der Gletscher der letzten Eiszeit markieren. Es lehrt uns die Verbreitung des Lösslehmes, die Verbreitung des Niederterrassenschotters und die orographische Gestaltung der Moränen gleichzeitig, dass wir bei Killwangen das Ende des Hauptarmes, bei Würenlos und Ortelfingen dasjenige des Greifensee-Armes des Linthgletschers, sowie bei Mellingen das Ende des Reußgletschers zu suchen haben. Die Verbreitung des Niederterrassenschotters und die äußere Form der Moränen veranlassen uns, obwohl wir nicht vermocht haben, die Verhältnisse der Lösslehmbedeckung zu beobachten, doch das Ende des

¹⁾ »Über die erratischen Bildungen des Aargaus.« 1839, S. 161 ff.

²⁾ »II. Bericht u. s. w.« 1878, S. 77.

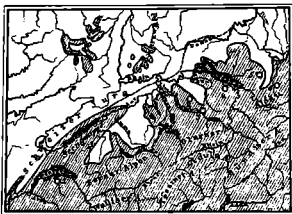
nördlichen Zweiges des Rhonegletschers in der letzten Eiszeit nach Wangen an der Aare und nach Herzogenbuchsee zu verlegen. Es ist wohl kein Zufall, dass wir bei Berücksichtigung des Lösslehmes, des Niederterrassenschotter oder der äußeren Form der Moränen im Salzachgebiete wie auch in der Schweiz zu dem gleichen Resultat in Bezug auf die Endpunkte der Gletscherzungen der letzten Eiszeit gelangen. Diese Übereinstimmung lässt es berechtigt erscheinen, wenn wir auch dort, wo bisher weder Lösslehm nachgewiesen, noch eine Abhängigkeit des Niederterrassenschotter von den Endmoränen beobachtet wurde, die von Mühlberg in seiner bahnbrechenden ersten Arbeit über die erratischen Bildungen des Aargaus nach orographischen Merkmalen gezogenen Grenzen der inneren Moränen in der That als Grenzen der letzten Vergletscherung betrachten.

In nebenstehendem Kärtchen (Fig. 11) sind diese Grenzen der letzten Vergletscherung der Schweiz zur Darstellung gebracht, wie dieselben sich nach den Beobachtungen Mühlberg's und meineigenen im Gebiete des Rhone-, Aare-, Renö- und Linthgletschers und nach den Beobachtungen Penck's im Gebiete des Rheingletschers gestalten.

Eine Angabe über die Grenzen des Rhonegletschers in der letzten Eiszeit, die von Mühlberg's und unserem Ergebnis abweicht, giebt A. Morlot.¹⁾ Es nimmt derselbe an, dass während der letzten Eiszeit das

Eis des Rhonethales das Stromgebiet der heutigen Rhone nicht überschritt und der nördliche Arm des Gletschers bereits in der Gegend von Lausanne endigte. Er schließt dieses aus der Vertheilung der Gesteine des Rhonethales. Lausanne lag nach ihm zur Zeit der ersten Eiszeit in der Zone der Oberflächenmoränen, welche aus den Thälern von Saas und Zermatt stammten. In der letzten Eiszeit hingegen sollen in den Moränen bei Lausanne die Gesteine des rechten Rhoneufers am Montbenon abgelagert worden sein, während die Gesteine von Saas und Zermatt weiter südlich, etwa nach Genf, getragen wurden. Allein diese Beobachtung Morlot's über die Vertheilung des erratischen Materiales lässt durchaus nicht nothwendig auf zwei verschiedene Eiszeiten schließen.

Fig. 11.



Die Grenzen der letzten zwei Vergletscherungen in der Schweiz. Maßstab 1:5,000,000

- Grenze der äussern Moränenzone
- Grenze der innern Moränenzone
- ▨ Gebiet der letzten Vergletscherung
- Interglaziale Profile (1 Dranse, 2 Wetzikon, 3 Utenach und Dürnten, 4 Mörschwoyl, 5 Isny, 6 Sonthofen)

¹⁾ «Terrain quaternaire du Léman.» Extrait du Bull. Nr. 44 de la Soc. Vaud. des Sc. nat. T. IV. 1859, S. 101 ff.

Es musste vielmehr naturgemäß, in einer Phase des Rückzuges der letzten Vergletscherung, auch wenn dieselbe, wie wir nachzuweisen suchten, bis Wangen an der Aare sich erstreckte, das Eis, als es die Wasserscheide zwischen dem Genfer See und dem Neuenburger See nicht mehr zu überschreiten vermochte und sich auf das Becken des ersteren beschränkte, bei Lausanne Gesteine der von rechts in das Wallis mündenden Thäler ablagern, während es zur Zeit des Maximalstandes derselben Vergletscherung Gesteine aus dem Massiv des Monte Rosa hierher schaffen konnte (vgl. S. 163).

Im Gebiet des Linthgletschers hat in allerneuester Zeit A. Wettstein¹⁾ die Grenzen der letzten Eiszeit zu bestimmen gesucht, indem er Moränen, welche bei flachen Oberflächenformen fast ganz aus Grundmoränenmaterial und Kies bestanden, unter dem Namen »Kiesmoränen« als äußere Moränen und als Moränen der ersten Eiszeit auffasste, und die vorwiegend aus Obermoränenmaterial bestehenden Endmoränen bei Zürich und im Limmatthal der letzten Eiszeit zuschrieb. Diese Trennung glaubte er aus der geographischen Verbreitung beider Morärentypen rechtfertigen zu dürfen. Er zieht die Grenze der letzten Vergletscherung im Limmatthal bei Killwangen und wir müssen ihm nach der Verbreitung des Niederterrassenschotter und des Lösslehms hierin vollständig beipflichten, wenn auch uns die Gründe, welche ihn diese Grenze ziehen lassen, d. h. die Trennung der Kiesmoränen und Schuttmoränen als Moränen der älteren und der letzten Eiszeit, nicht zutreffend erscheinen. Die geographische Verbreitung der beiden Typen, auf welche sich Wettstein hauptsächlich stützt, ist keineswegs allgemein eine solche, wie er aus den Beobachtungen im Gebiet seiner Karte schließen zu dürfen glaubte. Die »Kiesmoränen« nordöstlich des Zürichberges gehören dem Greifenseearm des Linthgletschers an. Nun finden sich jedoch Endmoränen dieses Gletscherarmes, einen sehr schönen Bogen bildend, und ganz in ihrer Form und Structur den »Schuttmoränen« Wettstein's entsprechend, weit nordwestlich des Zürichberges bei Würenlos. Wenn dieselben hier auch nicht ganz so sandig sind, wie etwa die Gaisbergmoräne in Zürich, so führen sie doch viel Obermoränenmaterial neben Geschieben aus der Grundmoräne. Diese Endmoräne von Würenlos, welche von einer Ausstülpung des Greifenseegletschers aus dem Glattthal in das Limmatthal dicht an der Killwanger Endmoräne des Hauptarmes des Linthgletschers abgelagert wurde, kann nur zu einer Zeit gebildet worden sein, als das Nordgehänge des Zürichberges tief unter Eis begraben lag. Es finden sich also echte Endmoränen vom Typus der »inneren Moränen« Wettstein's thalabwärts jener »äußeren Kiesmoränen« des Zürichberges. Bei Wyl-Dübendorf setzt nördlich des Zürichberges eine Endmoräne über die Glatt, welche den Typus der »inneren« besitzt. Gehen wir von hier südwärts gegen Schwärzenbach und Nänikon, so treffen wir auf zwei undeutliche niedrige Wälle, welche aus Kies bestehen, der unregelmäßig, jedoch deutlich geschichtet ist und gekritzte Geschiebe enthält. Obwohl Blöcke und Obermoränenmaterial denselben fehlen, müssen wir sie doch als Endmoränen des Greifenseegletschers auffassen, welche jünger sind als die innere Moräne von Wyl-Dübendorf, während sie doch nach ihrem Charakter unbedingt den von Wettstein der älteren Eiszeit zugeschriebenen »Kiesmoränen« angehören. Es entspricht also die Verbreitung der »Kies- und Schuttmoränen« keineswegs der Ansicht Wettstein's über das verschiedene Alter derselben. Übrigens giebt Wettstein

¹⁾ »Geologie von Zürich und Umgebung.« 1885, S. 21.

selbst zu, dass Übergänge zwischen beiden Typen existieren.¹⁾ Die »Kiesmoränen« sind demnach, soweit sie als echte Moränen und nicht, wie wir unten zu zeigen suchen werden, z. Th. als Glacialschotter mit hangender Grundmoräne anzusprechen sind, unter Mitwirkung von fließendem Wasser vorwiegend aus der Grundmoräne entstanden, die Moränen vom Typus der »inneren« während derselben Vergletscherung ohne bedeutende Wasserwirkung vorwiegend aus den Obermoränen des Gletschers aufgebaut worden.

Fassen wir unsere Ergebnisse kurz zusammen. Längs des Rheines zwischen Schaffhausen und Basel vermöchten wir die beiden älteren Schottersysteme zu verfolgen; es hat hier der Deckenschotter höchst wahrscheinlich eine Decke gebildet, deren Ausdehnung nach Süden nicht festgestellt werden konnte, die jedoch mit einem Zipfel sich mindestens bis Brugg in das Aarethal hinein erstreckt haben dürfte. Ob dieser Decke des Deckenschotters das Conglomerat an der Baarerburg nordöstlich vom Zuger See zuzurechnen ist, haben weitere Beobachtungen festzustellen. Wir mussten die von Mühlberg erkannte Trennung der äußeren und der inneren Moränen als Moränen der älteren und der letzten Vergletscherung bestätigen. Es gelang uns diese Trennung nicht nur gestützt auf die äußere Form der Moränen und auf die Verbreitung des Niederterrassen-Schotters. Dieselbe erhielt ihre endgiltige Rechtfertigung, als es uns an mehreren Punkten glückte zu zeigen, dass die beiden Zonen durch das Fehlen und Auftreten des Lösses und Lösslehmes auf denselben charakterisiert sind, jenes Gebildes, dessen interglaciales Alter wir im Salzbachgebiet stratigraphisch nachweisen konnten. Im Niederterrassen-Schotter erkannten wir in Übereinstimmung mit Mühlberg den Glacialschotter der letzten Vergletscherung. Diesen Niederterrassen-Schotter auch in das Moränengebiet hinein zu verfolgen und seine Beziehungen zum Seenphänomen zu untersuchen, wie wir es im Salzbachgebiet gethan, wird jetzt unsere Aufgabe sein.

¹⁾ A. a. O., S. 32.

FÜNFZEHNTES CAPITEL.

Die Seen des Linthgebietes und der Neuenburger Seengruppe.

Geographische Verbreitung der Schweizer Seen. Gegner der glacialen Seebildung in der Schweiz. Die Seen des Glattthales. Conglomerate und Schotter bei Aathal, Wangen und Stettbach als Niederterrassenschotter. Der Greifensee als ein in einem glacialen Erosionsthal durch Moränen abgedämmtes Becken. Der Zürichsee als Molassebecken. Das Conglomerat von Utznach. Nachweis einer präglacialen Dislocation durch Erosionsterrassen nach Wettstein. Der Linthstausee nicht dislociert. Alter des Zürichsees. Orographische Verhältnisse der Neuenburger Seen. Das große Neuenburger Becken und sein Verhältnis zur Form der Zunge des Rhonegletschers. Molasserücken von Grundmoräne bedeckt. Glacialschotterdecke nicht nachgewiesen.

Nachdem wir die Grenzen der letzten Vergletscherung in der Schweiz mit Hilfe der Mittel bestimmt haben, welche uns unsere Beobachtungen im Salzbachgebiet kennen lehrten, vermögen wir auf das Verhältnis dieser letzten Eiszeit zu den Schweizer Seen näher einzugehen. Da zeigt es sich denn, dass kein einziges Seebecken sich außerhalb der Grenzen der letzten Vergletscherung — etwa im Gebiete der äußeren Moränen findet, dass vielmehr die Seen ausschließlich auf das einst von der letzten Vereisung bedeckte Gebiet beschränkt sind. Dieses gilt sowohl von den kleinen als auch von den großen Seen in der Schweiz, wie es auch im Salzbachgebiet galt. Wir dürfen angesichts dieser ganz allgemein feststehenden Thatsache an einem ursächlichen Zusammenhang zwischen den Gletschern und Seen nicht zweifeln; es fragt sich jedoch, ob wir die Bildung der Becken oder nur deren Erhaltung dem Eise zuschreiben müssen.

Wir sahen uns oben veranlasst, die Entstehung der Vorlandseen des Salzbachgebietes, sowie des Salzburger Beckens auf eine intensive Gletschererosion zurückzuführen. Wir schlossen uns hierbei der Ansicht Penck's an und adoptierten sein Beweisverfahren: weil die Seen in den jüngsten Glacialschotter eingesenkt sind und andererseits von Grundmoräne ausgekleidet werden, so sind sie jünger als der Beginn der letzten Vergletscherung und älter als deren Ende, also während und durch die Vergletscherung entstanden. Penck kannte ausschließlich die bayerischen Seen; die Schweizer Seen hingegen waren ihm unbekannt geblieben. Gerade von Seiten der Schweizer Geologen hatte sich jedoch von jeher der schärfste Widerspruch gegen die Excavationstheorie erhoben. Gleich nachdem dieselbe von de Mortillet ausgesprochen worden war, welcher das Auftreten der alpinen Schotter unterhalb der Seen durch eine Entstehung der Seen erst nach Ablagerung jener Schotter erklären wollte und daher zuerst eine Excavation, später nur eine Reexcavation d. h. Wiederausschürfung der durch Schottermassen zugeschütteten Seen annahm, — gleich nachdem Ramsay aus der geographischen Verbreitung der Seen

und diluvialen Gletscher auf einen ursächlichen Zusammenhang derselben geschlossen und einen solchen in der Bildung der Seen durch Gletschererosion sehen zu müssen geglaubt hatte, sprachen sich zahlreiche Schweizer Forscher gegen jene Ansichten aus.¹⁾ Obwohl Penck ein ganz neues und äußerst bedeutungsvolles Argument zu Gunsten der glacialen Entstehung der Seen beibrachte, indem es ihm gelang jene Schotter, die bisher nur am unteren Ende der Seen beobachtet worden waren, auch an deren Ufern und deren oberem Ende nachzuweisen und sie im Gebiete des Innegletschers bis tief in das Gebirge hinein zu verfolgen, so gewann doch die Theorie in der Schweiz keinen Boden. Man meinte, die bayerischen Profile würden sich vielleicht auch anders als durch eine Glacialerosion deuten lassen. Heim sprach sich noch in seiner Gletscherkunde, gestützt auf seine Erfahrungen an recenten Gletschern, gegen die glacialen Entstehung der Seen aus, und in neuester Zeit führte A. Wettstein die Bildung des Zürichsees auf eine Hebung des Jura bei Baden zurück, wenn er auch die Möglichkeit, ja selbst die Wahrscheinlichkeit eines glacialen Ursprunges der bayerischen Seen zugab.²⁾ Penck's Beweisverfahren war ein stratigraphisches und es fragte sich, ob sich dasselbe auch auf die Schweizer Seen würde anwenden lassen. Von Fall zu Fall ist zu untersuchen, inwieweit uns seine Methode über die Bildung der Seen der Schweiz Aufschluss giebt.

Im Gebiete des Glatthalarmes des Linthgletschers, der sich bei Rapperschwyl vom Hauptarm ablöste, finden wir zwei kleinere Seen, den 34 m tiefen und 6.5 km langen Greifensee in 459 m Höhe und den nur 2.5 km langen Pfäffiker See in 541 m Höhe. Das Bett dieses Gletscherarmes erscheint als eine 8—10 km breite Furche im Miocän, welche sich nordöstlich des Zürichsees demselben parallel erstreckt und von ihm durch den Zürichberg und dessen südöstliche Verlängerung getrennt wird. Gegen den oberen Theil der Senke des Zürichsees ist diese Furche bei Rapperschwyl breit geöffnet; doch liegt die Sohle ihres oberen Endes rund 100 m über dem Spiegel des Sees. Entwässert wird dieselbe durch die Glatt direct gegen Nordwesten dem Rhein zu. Das Miocän, welches die Wandungen dieser Furche bildet, liegt in deren Mitte mehr oder weniger tief unter der Thalsohle. Nur an wenigen Stellen, wie beim Dorfe Greifensee und zwischen Wetzikon und der Station Aathal, tritt es in geringer Ausdehnung zu Tage; im allgemeinen ist es unter der Masse der diluvialen Ablagerungen vergraben.

Es sind dieses einerseits Moränen; so schlingen sich Endmoränenwälle um das Nordende des Pfäffiker Sees und gleichfalls um dasjenige des Greifensees; andererseits auch diluviale Schotter und Conglomerate, die von den Schweizer Geologen z. Th. der löcherigen Nagelfluh zugerechnet wurden. In diesen letzteren erkennen wir unseren Niederterrassenschotter wieder, der hier theils als unterer, theils als oberer Glacial-schotter auftritt.

Bei Floos nächst Wetzikon im Aathal tritt die miocäne Nagelfluh unter Moräne zu Tage. An dieselbe lagert sich flussabwärts ein lockeres, sandiges, in circa 30 m Mächtigkeit aufgeschlossenes Conglomerat ohne Blöcke und gekritzte Geschiebe an, das im Thälchen bei der Station Aathal trefflich zu beobachten ist. Dieses bereits von Gutzwiller³⁾ als quartäre, löcherige Nagelfluh erkannte Conglomerat ist deutlich horizontal geschichtet

¹⁾ Eine Zusammenstellung der bezüglichen Literatur siehe bei Penck »Ver-gletscherung.« 1882, S. 372 ff.

²⁾ »Geologie von Zürich und Umgebung.« Zürich 1895, S. 52.

³⁾ »Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz.« XIV, Abth. I. S. 129.

und entbehrt aller und jeglicher Anklänge an Moräne. Es ist eine echte Flussablagerung, die bis 540 m Höhe emporreicht, d. h. bis zu der Höhe des Pfäffiker Sees. Hier wird sie von Moräne überlagert, welche den Charakter der Grundmoräne besitzt und den ganzen Rücken zwischen dem Aathal und dem Pfäffiker See überkleidet. Leider gelang es nicht deren Liegendes an letzterem See zu beobachten; dass es auch hier das Aathalconglomerat ist, lässt sich nicht erweisen, doch ist es wahrscheinlich, da dasselbe im Aathal selbst bis Ober-Uster zu beiden Seiten der Bahn aufgeschlossen ist und die von Gutzwiller aufgenommene geologische Karte weiter nördlich bei Guttenschwyl an zwei Stellen abermals »diluviale Schotter und Conglomerate« an den Gehängen eines kleinen Thales angiebt.

Thalabwärts finden wir ein horizontales Conglomerat, das, wie schon Gutzwiller aussprach, dem Aathalconglomerat zum Verwechseln ähnlich sieht, bei Wangen in dem kleinen, zur Kirche herabziehenden Thälchen, sowie an der Straße nach Högen entblößt. Auch lagerte an einer Stelle eine schlecht aufgeschlossene Grundmoräne über demselben. Einige 100 m nordwestlich von Wangen erscheint in einer Kiesgrube ein z. Th. verfestigter nicht sehr regelmäßig, jedoch vorwiegend horizontal gelagerter Schotter mit sehr viel Sand, aber ohne gekritzte Geschiebe und ohne Blöcke. Da auch in seinem Hangenden Grundmoräne constatirt wurde, so möchte ich ihn für identisch mit dem Conglomerat an der Wangener Kirche halten. Es setzt diese ganze Ablagerung, die sich überall circa 30 m über die Thalsohle erhebt, wenigstens einen Theil des Höhenrückens östlich der Glattniederung zusammen, an dessen Gehängen sie austritt.

Wangen gerade gegenüber am Südwestgehänge des Glatthales geht gleichfalls bei Stettbach am Fuße des Zürichberges zwischen Schwamendingen und Dübendorf Schotter zu Tage aus. Die Schichtung desselben ist horizontal; doch fand sich in ihm ein kleines Nest mit gekritzten Geschieben. Über dem Schotter lagert discordant sehr lehmige Grundmoräne, die z. Th. etwas verstützt ist. Diesen Schotter, wie auch einen gleichen 8 km weiter westlich aufgeschlossenen rechnet Wettstein seinen Kiesmoränen zu.¹⁾ Allein dass diese Ablagerung nicht mehr eine eigentliche, sondern vielmehr eine von den Gletscherbächen bereits umgelagerte Moräne, d. h. einen Glacialschotter darstellt, lehrt die regelmäßige horizontale Schichtung. Freilich wurden einzelne Partien desselben dicht am Gletscherende abgelagert, wie das Nest gekritzter Geschiebe lehrt, allein trotzdem ist er als eine fluvioglaciale Bildung zu betrachten, welche, wie die hangende Grundmoräne lehrt, vom Gletscher überschritten und, wie die Discordanz zwischen beiden Bildungen zu schließen erlaubt, abgenützt wurde.

Es fragt sich, ob wir in diesen Schotterfetzen die Reste einer einstigen, weit ausgebreiteten Decke zu erkennen haben oder ob wir sie als ganz locale Bildungen der Gletscher auffassen dürfen, welche nie direct mit einander in Zusammenhang standen. Gegen die letztere Ansicht spricht die gesetzmäßige Übereinstimmung des oberen Niveaus der Schottervorkommnisse. Schon Gutzwiller schloss hieraus, dass diese Schotterreste außer allem Zweifel Reste einer alten Flussanschwemmung seien.²⁾ Es geht der Schotter im Aathal bis 540 m Höhe, derjenige bei Wangen bis 470 m und der bei Stettbach bis 460 m Höhe, d. h. es entspricht das Niveau der Fetzen genau demjenigen einer einheitlich abgelagerten

¹⁾ »Geologie von Zürich und Umgebung.« Zürich 1886, S. 31.

²⁾ »Beiträge zur geol. Karte der Schweiz.« XIV., Abth. I, S. 131.

Schotterdecke, welche von Aathal bis Wangen ein Gefälle von 6‰ besaß. Da dieses Gefälle ein bei großen Schotterflächen gewöhnliches ist, wie wir im Salzachgebiete sahen, und andererseits die Structur und Zusammensetzung der Schotter bei Aathal und Wangen, weniger bei Stettbach, keine Anklänge an Moränen zeigt, so glaube ich kaum zu irren, wenn ich diese Schotter nicht als locale moränenartige Bildungen, sondern als die Überbleibsel einer früheren großen Decke des Niederterrassenschotters auffasse. Ob auch die Schotter von Ottikon, die Gutzwiller in seiner Karte verzeichnet, dieser Decke angehören, ist noch zu constatieren. Hingegen scheinen die Kiese bei Rütli und Tann von dem Aathalconglomerat verschieden zu sein.

Dieser Schotter ist, da er erratiche Material führt und im Gebiete der Glatt aus Gesteinen des Linththales besteht, als Glacialschotter beim Herannahen der letzten Vergletscherung abgelagert worden. Da er uns heute nur mehr an den Gehängen des Glattthales entgegentritt, so hat er seit seiner Bildung eine kräftige Abtragung erlitten. Die hangende Grundmoräne, welche von der Höhe der Schotterfläche bis zur Thalsohle herabzieht, lehrt, dass diese Abtragung beim Schlusse der Vergletscherung bereits vollendet war, und dass dieselbe mithin durch das Eis geschah. So zeigt die Furche des Glattthales vollständig jene Erscheinungen, welche wir im Salzachgebiete als Werke der Glacialerosion deuteten.

Insofern als der Greifensee in die Decke des Niederterrassenschotters eingesenkt ist, verdankt er seine Entstehung der Glacialerosion. Allein das Becken in der Gestalt, in der es uns heute entgegentritt, ist nicht das Werk der Erosion, sondern der Moränenaufschüttung durch den Gletscher; denn sein Wasser wird durch die um sein Nordwestende sich krümmenden Endmoränen zusammengehalten. Nachdem der Gletscher während seines Maximalstandes die Furche in den Niederterrassenschotter eingetieft hatte, zog er sich zurück und baute auf der Sohle dieser von ihm geschaffenen Furche die Endmoränen seiner Rückzugsepoche auf. Dieselben wurden theilweise von den Gletscherbächen ergriffen und auf dem Thalboden ausgebreitet; sie erscheinen uns daher nur z. Th. als wallförmige Endmoränen; z. Th. bilden sie als oberer, d. h. beim Rückzug gebildeter Glacialschotter die weiten Ebenen der Thalsohle. Es ist der Greifensee ein Moränensee, die Furche, in der derselbe liegt, eine glaciäre Erosionsfurche.

Schließt sich die Niederung der Glatt mit dem Greifensee völlig den bayerischen Verhältnissen an, so ist dieses mit demjenigen des Zürichsees nicht in gleichem Maße der Fall. Das Zürichseethal ist ein Theil des eigenthümlichen Thalzuges, der am Rhein bei Sargans beginnend, gegen Nord-Nord-West zieht und bei Baden in den Jura eintritt. Das ganze Zürichseethal ist eingesenkt in das Miocän, welches seine Gehänge bis zu seinem Nordwestende bei Baden bildet. Die beiden Buchberge am oberen Ende des Sees erheben sich als miocäne Nagelfluhrücken aus einer Ebene, welche von Linthkies zusammengesetzt ist und als recentes Linthdelta betrachtet werden darf. Am unteren Ende des Zürichsees liegt die Molasse tief unter dem Thalboden, da eine Bohrung unter dem zweiten, westlichen Pfeiler der Quasibrücke zu Zürich bei 43 m Tiefe noch die diluvialen Ablagerungen nicht durchsunken hatte.¹⁾ Thalabwärts erscheint das Miocän erst oberhalb Wettingen an der Limmatt und reicht hier bei der westlichen der Eisenbahnbrücken bis 15 m über den Flusspiegel empor. Da der tiefste Punkt des Sees

¹⁾ Wettstein, »Geologie von Zürich und Umgebung.« Profil 13 der Beilage.

nächst Herrliberg in 266 m Meereshöhe, die Molasse-Oberfläche bei Baden in 358 m liegt, so steigt die Molasse, die wir unter dem heute mit Schutt bedeckten Seeboden zu suchen haben, bis Baden um mindestens 92 m an. Es ist das Becken des Zürichsees ein Becken im Miocän, dessen Wasserspiegel durch die glacialen Ablagerungen im Limmatthale noch um fernere 50 m erhöht wurde.¹⁾

Im westlichsten Zipfel des Molassebeckens finden wir zwischen Killwangen und Baden an der Grenze der letzten Vergletscherung den Niederterrassenschotter typisch entwickelt. Weiter thalaufrwärts im Gebiete der inneren Moränen ist uns nur ein einziges, freilich sehr ausgedehntes Vorkommnis bekannt geworden, das als Niederterrassenschotter gedeutet werden könnte: es ist das Conglomerat von Utznach, das den Geologen seit langer Zeit wohlbekannt ist, da hier diluviale, im Liegenden des Conglomerates auftretende Kohlen bergmännisch abgebaut werden. Die Kohle lagert 110 m über Thal und über derselben baut sich in circa 20 m und an einer benachbarten Stelle bei Kappel nach Gutzwiller²⁾ 30 m Mächtigkeit das Conglomerat auf. Dasselbe ist sandig, horizontal geschichtet und deutlich in Bänke abgesondert und bricht gegen das Zürichseethal plötzlich ab. Blöcke fehlen demselben und ebenso auch gekritzte Geschiebe, die hangenden Partien ausgenommen; die Ablagerung, die nur locker verfestigt ist, erscheint völlig gleich dem Aathalcongomerat.

Nach der geologischen Karte von Gutzwiller bedeckt dieses Conglomerat eine Fläche von 6 qkm. Dass es einst eine noch größere Ausdehnung besaß, lehrt die Form des Abbruches gegen das Zürichseethal. Ob wir jedoch daran denken dürfen, dasselbe als Niederterrassenschotter anzusprechen und es als den Rest einer einstigen Decke aufzufassen, welche über den Zürichsee hin mit dem Niederterrassenschotter von Killwangen und Wettingen zusammenhing, haben detaillierte Nachforschungen nach entsprechenden Schotterresten an den Gehängen des Zürichsees festzustellen, vor allem eine Untersuchung der von der geologischen Karte am Unter-Buchberg und bei Wädenschwyl angegebenen Schotter in Bezug auf ihre Schichtung im Vergleiche zur schrägen Schichtung der Annagelfuh. Sollte sich eine solche Decke reconstruieren lassen, in welche der Zürichsee eingesenkt wäre, dann würde auch für ihn das über den Greifensee gesagte gelten.³⁾

In allerjüngster Zeit hat A. Wettstein aus mancherlei Verhältnissen schließen zu dürfen geglaubt, dass der Zürichsee einer Dislocation, und zwar einer Hebung der Juraschwelle bei Baden seinen Ursprung verdankt. Diese Dislocation soll das regelmäßige Gefälle des Linththales gestört und das Wasser der Linth endlich zu einem See aufgestaut haben. Von zwei Thatsachen geht Wettstein aus. Erstens beweist er, dass das Seethal ein Erosionsthal ist, da an seinen Gehängen trefflich ausgeprägte Erosionsterrassen in der Molasse sich finden; zweitens zeigt er, dass, als bereits der größte Theil des Thales fertig gebildet war, noch Dislocationen stattgefunden haben müssen; denn die genannten Molasseterrassen fallen heute mit so starker Neigung (9‰) gegen Nordwest, wie sie bei dem ungestörten alten Thalboden eines größeren Flusses undenkbar ist. Befremdlich erscheint es im ersten Augenblick, dass eine Hebung im unteren Theile des Seethales das Molassebecken gebildet haben soll, während das zu steile Gefälle der

¹⁾ Wettstein, a. a. O. S. 57.

²⁾ Beiträge zu geolog. Karte der Schweiz. XIV, Abth. I. S. 129.

³⁾ Vgl. auch Heim und Penck, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1896. S. 165.

Erosionsterrassen im Gebiete des Sees selbst nothwendig auf eine Hebung des oberen Theiles des Seethales zurückgeführt werden muss. Diese Terrassen sind bisher nur bis Zürich verfolgt worden; würden sie mit derselben Neigung von hier weiter thalabwärts ziehen, so würde allerdings ihre Oberfläche bald, etwa bei Dietikon oder Schlieren, unter das Niveau der Schwelle von Baden gelangen. Insofern macht in der That die starke Neigung der Terrassen oberhalb Zürich es wahrscheinlich, dass ihnen bei Baden Terrassen entsprechen, welche in umgekehrter Richtung nicht minder stark oder noch stärker geneigt wären. Allein solche Terrassen sind erst nachzuweisen. Bemerkenswerth ist hiefür der Umstand, dass noch bei Wettingen, also fast unmittelbar am Fuß des Jura, die Molasseschichten sehr stark gegen Norden fallen. Dass in der That eine Gegenhebung in Jura stattgefunden habe, glaubte A. Wettstein aus dem Gefälle der Kiesebenen an der Limmat zwischen Zürich und Baden nachweisen zu können. Allein es hat derselbe seine Ansicht, dass die Kieslager nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage sich befänden, sondern horizontal lägen, oder gar sich etwas thalaufwärts neigten, mithin dislociert wären, auf Grund neuerer Begehungen des fraglichen Gebietes, bei denen ich ihn z. Th. begleitete, verlassen. Seine frühere Ansicht erklärt sich, wie die von Rothpletz,¹⁾ dadurch, dass er die Oberfläche von Kieslagern mit einander verglich, welche nicht gleichalterig sind und nicht gleichzeitig durch die Limmat aufgeworfen und von derselben überflossen wurden. Es fällt die an der äußersten Killwanger Endmoräne entspringende Schotterfläche regelmäßig gegen Nordwest. Allein zwischen dem äußersten Moränenwall und dem nächstjüngeren bei Dietikon hat sich gleichfalls Kies abgelagert, dessen Fluss an diesem zweiten Moränenwall entsprungen sein dürfte und, während der Ablagerung des Kesses in der Depression zwischen den beiden Moränenwällen, in den etwas älteren und höher gelegenen Kies nördlich von Killwangen einschnitt.

Da wir mithin eine Dislocation nach Schluss der Eiszeit nicht constatieren können, so erscheint es als wahrscheinlich, dass die Hebung, welche die Terrassen am See betraf und der vielleicht eine, jedoch noch unbewiesene Hebung im Jura entsprochen haben kann, vor der letzten Eiszeit vollendet war, mithin das Becken im Miocän, in Bezug auf die letzte Eiszeit präglacial ist. Hiermit steht auch sehr wohl das Auftreten des Restes eines alten, in Bezug auf die letzte Eiszeit präglacialen Linthdeltas im Einklang, als welches wir die Au-Nagelfluh deuteten. Es kann also, selbst wenn sich die Decke des Niederterrassenschotters von Utznach bis Killwangen reconstruieren ließe, nicht eigentlich von einer Excavation, sondern nur von einer Reexcavation des Zürichsees durch die Eismassen der letzten Vergletscherung die Rede sein, welche die den See erfüllenden Schotter entfernten und hierbei die vielleicht etwas härteren Molasseterrassen aus den letzteren wieder heraus präparierten.

Die Spiegel der drei Seen, welche der Neuenburger Seengruppe angehören, liegen fast genau in gleicher Höhe: der des Murtener Sees 486.2 m, jener des Neuenburger Sees 436.1 m und der des Bieler Sees 434 m über dem Meere. Eine Hebung des Wasserspiegels des Bieler Sees um weniger als 2 m genügt, um die drei Seen zu einer einzigen zusammenhängenden Wasserfläche zu vereinigen.

¹⁾ Diluvium von Paris. • Denkschriften der schweizer. Ges. für gesammte Naturw. XXVIII, 1891. Abth. II.

Eine weitere Hebung um 13 m würde die Wasserfläche bis zur Endmoräne von Wangen gegen Nordosten und bis zur Wasserscheide von Enteroches zwischen dem Genfer und dem Neuenburger See gegen Südwesten ausdehnen. Es würde hierdurch ein über 100 km langer und an seiner breitesten Stelle über 15 km breiter See mit einer Maximaltiefe von 158 m entstehen. In diesen See würde von Südwesten her der Molasserücken, welcher den Murtenner und Neuenburger See trennt, als Landzunge hineinragen und die Höhen, die sich zwischen den drei Seen erheben, würden uns als gestreckte Inseln entgegnetreten. In der That hat A. Favre bei Solothurn Terrassen eines postglacialen Sees in 432 und 452 m Höhe nachgewiesen und den See in der geschilderten Weise reconstituirt.¹⁾

In neuester Zeit sind die Seen durch Stromregulierungen um wenige Meter, der Neuenburger See um 2 m, tiefer gelegt worden. Die Folge davon ist, dass an allen drei Seen weite, dem Strande benachbarte Strecken des früheren Seebodens vom Wasser verlassen wurden. Diese über Wasser emporgetauchten Streifen erreichen am Neuenburger See eine Breite bis zu 200 m. Der Bieler See besaß vor seiner Tieferlegung zwei Inseln, die heute miteinander und mit dem Festlande zusammenhängen und als Fortsetzung des Rückens des Jolimont am Süden des Bieler Sees erscheinen. Auf den Verlauf der Küstenlinie längs des Jura hingegen hat die Tieferlegung einen Einfluss nicht gehabt.

Diese Verhältnisse lehren uns, dass die Seen der Neuenburger Gruppe die flachen Reste eines großen flachen Beckens sind, das einst einen großen See beherbergte und theils durch Einschneiden des Abflusses bei Solothurn in die Moräne und die liegende Molasse, theils durch Ausfüllung mit dem Schutte der einmündenden Gewässer in drei Seen zerlegt wurde. Fassen wir die Formen ins Auge, unter welchen die Molasse auftritt, so sehen wir, dass sie gleichgerichtete Rücken bildet, welche parallel den Ketten des Jura ziehen, obwohl sie nicht Gewölbe der Molasse darstellen, sondern Erosionsrücken sind; denn überall am Gehänge streichen die Schichten gleichmäßig aus.

Eine deutliche Beziehung ergibt sich zwischen der Form dieses Neuenburger Beckens und der Gletscherzunge, welche hier während der letzten Eiszeit lag; dort, wo die äußersten Endmoränen der Gletscherzunge sich finden, bei Solothurn beziehungsweise Wangen, liegt auch das nordöstliche Ende des Beckens, und in der Richtung, in welcher das Eis des vom Jura abgebeugten Gletscherstromes sich bewegte, sind auch die flachen Rücken der Molasse gestreckt.

Dieses ganze gewaltige Becken ist ein Becken im Tertiär, welches bei Solothurn in 429 m Seehöhe an der Aare zu Tage tritt,²⁾ es ist ganz mit Moränen ausgekleidet; dieselben bedecken sowohl die Molasserücken zwischen den Seen als auch den Boden der letzteren. Dieses ist trefflich dort zu sehen, wo Theile des Seebodens durch die letzte Tieferlegung über den Wasserspiegel gebracht worden sind, so längs des Südostrfers des Neuenburger Sees. Der ganze Uferstrich ist übersät mit erratischen Blöcken aus dem Wallis, welche in verschiedenster Größe auftreten. Dieselben sind zum größeren Theil gerundet, z. Th. jedoch auch eckig und stammen entsprechend aus der Grundmoräne oder den Obermoränen des Rhonegletschers. Als Wahrzeichen ihrer langjährigen unterseeischen Existenz sind sie oft merkwürdig zerfressen und besonders die Kalksteine besitzen eine Oberfläche, die an Karrenfelder — freilich in

¹⁾ L'ancien lac de Soleure Arch. des Sc. phys. et nat. 1883, S. 601.

²⁾ Rütimyer, «Über Thal- und Seebildung.» Basel 1863, S. 95.

Miniaturausgabe — erinnert und auf die auflösende Wirkung des Wassers zurückzuführen ist. Diese Blöcke sind in einen weißlichen Schlamm gebettet, der wohl z. Th. Seekreide sein dürfte, z. Th. jedoch ohne Zweifel der Schlamm der Grundmoräne ist, fanden sich doch an einigen Stellen gekritzte Geschiebe in demselben. In dieser Form tritt uns das Material des Seegrundes in einiger Entfernung von dem, durch die Brandung bei dem um 2 m höheren Wasserstand gebildeten Molassesteilufer entgegen, welches häufig als 15—20 m hohe Wand über den Seespiegel emporsteigt. In unmittelbarer Nähe dieses Steilufers treffen wir auf dem Seegrunde weniger Kalkschlamm, als vor allem viel Molasse sand vor, aus welchem die erraticischen Blöcke herausragen.

Diese Beschaffenheit des vor Kurzem zu Tage getretenen Seegrundes lehrt uns, wie einst die ganze Landoberfläche ausgesehen haben muss, gleich nachdem die Gletscher zurückgegangen und die Vegetation ihre Stelle noch nicht eingenommen hatte. Auch heute bildet zwar die Grundmoräne überall dort, wo sie nicht durch postglaciale Erosion, sei es des fließenden, sei es des brandenden Wassers, entfernt oder durch Accumulation zugedeckt wurde, einen Überzug über den Formen der Molasse, doch ist sie mehr oder weniger unter der Vegetationsdecke verborgen. — Gehäufte Moränen in Wallform finden sich im Gebiete des Neuenburger Sees nicht; hingegen treten sie am Murtener See bei Murten auf und ferner, wie schon erwähnt, bei Solothurn und Wangen.

Von Ablagerungen, die man vielleicht als Glacialschotter deuten könnte, habe ich im Gebiete der Seen auf meinen Excursionen, die mich von Yverdon am Südostufer des Neuenburger Sees entlang nach Port Aubin, von hier nach Avenches und Murten, um das Nordende des Murtener Sees und an dem Nordufer des Bieler Sees entlang führten, nichts finden können. Jedoch erwähnt A. Jaccard Nagelfluh-vorkommnisse auf Molasse an mehreren Punkten nordwestlich der heute ausgefüllten südlichen Verlängerung des Neuenburger Sees zwischen Arnex und Grandson, sowie Conglomerate von allerdings nur 6—8 m Mächtigkeit und vorwiegend aus Juragesteinen bestehend, aus der Umgegend von Cortaillod, welche er der Alluvion ancienne des Genfer Sees gleichstellt.¹⁾ Leider war mir seine Publication vor Beginn meiner Reise unzugänglich geblieben, so dass ich seine Beobachtungen an den betreffenden Örtlichkeiten zu wiederholen versäumt habe. Hingegen sind Ablagerungen, die von Gilliéron als geschichtetes Quartär angegeben werden²⁾, wenigstens z. Th. geschichtete Moränen, wie z. B. der »Schotter« bei Pfauen (Faoug) am Murtener See, der sich als eine durch große, wohl aus der Molasse stammende Sandmassen ausgezeichnete Endmoräne erwies.

So ist der Beweis einer glacialen Entstehung der Neuenburger Seen mit Hilfe des Niederterrassenschotter nicht erbracht; doch lassen die flachen Formen des großen Beckens, ferner diejenigen der in demselben auftretenden Molasserücken, welche mit der Form und Bewegungsrichtung der Gletscherzunge gewisse Beziehungen zeigen, eine solche nicht als unmöglich erscheinen.

¹⁾ »Matériaux pour la carte géologique de la Suisse.« VI. liv. S. 25 ff.

²⁾ Ebenda XII. liv. S. 199.

SECHZEHNTES CAPITEL.

Der Genfer See.

Orographische Verhältnisse des Genfer Sees. Frühere größere Ausdehnung desselben. Lage des Seespiegels über der Wasserscheide von Entreroches (Rothpletz, Morlot) in postglacialer Zeit unwahrscheinlich. Vorherrschen der Grundmoränen im Seegebiet. Ufermoränen von la Cote und Evian aus der Zeit des Rückzuges der Vergletscherung. Niederterrassenschotter von la Cote. Interglaciales Delta-Conglomerat an der Dranse. Der See präglacial in Bezug auf die letzte Vergletscherung. Niederterrassenschotter an unteren Seeende als Beweis von dessen glacialer Entstehung. Conglomerate bei Fort de l'Ecluse von unbestimmter Stellung. Zusammenfassung der Ergebnisse in Bezug auf die Entstehung der Schweizer Seen.

Durch die nur 18 m über den Spiegel des Neuenburger Sees sich erhebende Wasserscheide von Entreroches ist das hydrographische Becken der Neuenburger Seen und das System der Aare von dem Becken des Genfer Sees und dem System der Rhone getrennt. Während die Neuenburger Seengruppe dem Gebiete des Nordflügels des durch den Jura abgelenkten Rhonegletschers angehört, folgt der Genfer See in seinem oberen, im Gebirge gelegenen Theil der Richtung des Rhonethales und der Bewegung der Gletschermassen vor ihrer Ablenkung; sein unterer Theil hält hingegen, sichelförmig dem oberen angegliedert, die einstige Richtung des Südfügels des Rhonegletschers inne. Dem entsprechend gestalten sich die orographischen Verhältnisse der Ufer des Sees auch ganz verschieden. östlich einer quer über den See an dessen breitester Stelle von Evian nach Lausanne gezogenen Linie sind die Ufer steil und hoch, wenn auch das Nordufer zwischen Vevey und Lausanne nicht mehr eigentlich dem Gebirge angehört, westlich derselben hingegen flacher. Zwischen Evian und Lausanne liegt der tiefste Punkt des Beckens 334 m unter dem Seespiegel und, da dieser in 375 m Meereshöhe sich befindet, nur 41 m über dem Meere. Während der östliche und mittlere Theil des Sees sich durch eine große Tiefe auszeichnet, ist der westliche relativ flach und hat zwischen Nyon und Genf eine mittlere Tiefe von noch nicht 100 m.

Die Wasser des Genfer Sees treten in der Rhone durch die Enge von Fort de l'Ecluse, einer tiefen Erosionsschlucht, in den Jura ein. Denken wir uns diese Bresche theilweise geschlossen und den Seespiegel um etwa 80 m, d. h. bis etwas über die Höhe der Wasserscheide gegen den Neuenburger See hin gehoben, so erhalten wir ein deutliches Bild des mächtigen T-förmigen Beckens, in welchem zwischen Jura und Alpen der Rhonegletscher lag. Die Enge von Fort de l'Ecluse im Südwesten und die Endmoräne von Wangen im Osten wären die Endpunkte des Sees, der sich ins Gebirge im Rhonethal bis Bex, im Arvethal fast bis Cluses erstrecken würde.

Dass der See einst sich viel weiter ausdehnte als heute, unterliegt keinem Zweifel; ganz allgemein wird das Unter-Wallis unterhalb Bex als ein durch die Alluvionen der Rhone ausgefüllter Zipfel des Sees betrachtet. Allein nicht nur durch Ausfüllung, sondern auch durch Senkung des Seespiegels hat der See seit der Glacialzeit an Größe eingebüßt. Dieses lässt sich aus den Strandlinien schließen, die überall am Seegestade in Form von Kiesterrassen mit Deltastructur auftreten. Morlot zählte ihrer vier in 20 m, 50 m, 100 m und 150 m Höhe über dem Seespiegel und rechnete dieselben als postglaciale Bildungen dem «diluvium supérieur» zu.¹⁾ Al. Favre spricht von fünf Terrassen, die er als «alluvion des terrasses» bezeichnet und welche sich 7, 30, 45, 55 und 77 m über den See erheben.²⁾ Zwei Jahre später will A. Jaccard nur ihrer drei unterschieden wissen, deren Lage er zu 10, 30 und 50 m über dem See angiebt.³⁾ In allerneuester Zeit hat auch Al. Favre seine ältere Ansicht verlassen und hält die Terrasse von 29—38 m Höhe über dem See für die älteste zuverlässig lacustre Bildung, die höheren Terrassen hingegen für ufermoränenähnliche Ablagerungen der Glacialzeit.⁴⁾ Rothpletz glaubte ihm widersprechen zu müssen, da er zwischen Aubonne und Lavigny 135 m über dem See schräg geschichteten Kies, den er für eine Deltaabildung erklärte, und in entsprechendem Niveau bei Lausanne einen Kalkschlamm fand, der nach ihm Seekreide ist und Conchylien enthält.⁵⁾ Allein gegen diese Ansicht lassen sich Einwände erheben.

Eine Lage des Seespiegels in 510 m Meereshöhe, 135 m über dem heutigen Niveau, wie sie Rothpletz annimmt, ist nicht wohl denkbar, es sei denn, dass man zu postglacialen Bodenbewegungen seine Zuflucht nehmen wollte. Dächte man sich nämlich alle postglacialen Thäler sowie die Enge von Fort de l'Écluse bis 510 m Höhe geschlossen, so würde der entstehende große Rhonensee doch nicht bis 510 m Höhe anschwellen können, sondern schon in circa 470 m Höhe über die nicht durch postglaciale Erosion, sondern durch glacielle Accumulation entstandene tiefste Einsattelung des Endmoränenwalles bei Wangen gegen Norden überfließen. Wäre die Ansicht von Rothpletz die richtige, so müssten wir unbedingt auf einen postglacialen Zusammenhang zwischen dem Genfer See und den Neuenburger Seen schließen. Die höchste Strandlinie des Neuenburger Sees findet sich gerade in der Höhe der heutigen, durch einen Canal vertieften Wasserscheide. Allein trotzdem erscheint ein solcher Zusammenhang während der Postglacialzeit infolge der Permanenz der Wasserscheiden wenigstens unwahrscheinlich. Als ein allgemeines Gesetz gilt, dass jeder See nur einen Abfluss besitzt. Es müsste demnach der fragliche große Rhonensee entweder durch die Aare nach Norden oder durch die Rhone nach Süden entwässert worden sein. Denken wir uns nun den ersten Fall, so konnte der Rhonedurchbruch bei Fort de l'Écluse damals nicht existieren; vielmehr musste hier eine Wasserscheide liegen. Schmitt sich nun der Abfluss des Sees allmählig ein, so sank der Seespiegel immer tiefer unter die Höhe des wasserscheidenden Rückens bei Fort de l'Écluse herab, an dem der Betrag der Erosion durch fließendes Wasser fast gleich Null war. Endlich fiel das Niveau des Wassers unter die

¹⁾ «Terrain quaternaire du Léman.» Bull. de la Soc. Vaud. des Sc. nat. 1858.

²⁾ «Recherches géologiques dans les parties de la Savoie etc., voisines du Mont-Blanc.» Paris 1867, § 41.

³⁾ «Matériaux pour la carte géologique de la Suisse.» Liv. VI. Bern 1869. S. 21.

⁴⁾ «Description géologique du canton de Genève.» Genf 1880, T. II, S. 162.

⁵⁾ «Diluvium von Paris.» Denkschriften der schweizer. Ges. für gesammte Naturwissenschaften. 1881, XVIII, Abth. II.

Höhe der heutigen Wasserscheide von Enteroches und es trennte sich der große Neuenburger See von dem Genfer See ab. Immer aber musste der Genfer See sich noch über Enteroches als den tiefsten Punkt seiner Umwallung gegen Norden hin entwässern und es fehlte, so lange keine Bodenbewegungen stattfanden, jegliche Ursache, welche demselben einen neuen Abfluss nach anderer Richtung hin hätte eröffnen können.

Man könnte vielleicht an ein Anzapfen des Sees durch einen bei Fort de l'Écluse von Süden her rückwärts sich einschneidenden Bach denken, wie es Löwl in zahlreichen Fällen anzunehmen geneigt ist ¹⁾, wenn nicht die Überlegung lehren würde, dass infolge der sehr bedeutenden Wassermassen der aus dem See bei Enteroches austretenden Rhone die Vertiefung des Abflusses sehr viel rascher vor sich gehen musste, als diejenige des nur den Wirkungen kleiner Jurabäche in deren Quellgebiet ausgesetzten Sattels von Fort de l'Écluse. Was wir hier unter der Annahme eines ursprünglichen Abflusses des großen Rhonesees nach Norden ausgeführt haben, gilt auch Wort für Wort, wenn wir uns bei Wangen eine ursprüngliche Wasserscheide und bei Fort de l'Écluse den Abzugs canal des Sees denken. Immer müssten wir erwarten, dass die Neuenburger Seen und der Genfer See, wenn sie in postglacialer Zeit zusammengehangen hätten, auch heute einem hydrographischen System angehören und entweder beide nach Norden durch die Aare, oder beide nach Süden durch die Rhone abfließen würden. Da dieses nun nicht der Fall ist und wir vielmehr zwischen den beiden Seen bei Enteroches eine Wasserscheide erster Ordnung zwischen Nordsee und Mittelmeer besitzen, so sind alle Angaben, wie diejenigen von Morlot und Rothpletz, über Strandlinien, welche höher als die Wasserscheide von Enteroches oder mehr als 76 m über dem Spiegel des Genfer Sees liegen sollen, mit Vorsicht aufzunehmen, da deren Existenz insofern unbedingt auf postglaciale Bodenbewegungen schließen lassen würde, als im vorliegenden Fall weder Erosion noch Accumulation eine Verschiebung der Wasserscheide veranlasst haben kann.

Grundmoräne kleidet, soweit sie nicht weggewaschen oder zuge deckt wurde, die ganze weite Niederung des Genfer Sees aus. Sie findet sich sowohl auf den Gehängen des Jura als auch auf denjenigen der Alpen und überzieht in wechselnder, stellenweise sehr bedeutender Mächtigkeit die vom Südende des Genfer Sees gegen die Ketten des Mont Salève, Mont Sion, Mont Vuache und Crêt de la Neige, welche das blinde Westende des nördlichen Alpenvorlandes umranden, sanft ansteigenden Ebenen. Bis zu großen Höhen reicht hier noch die obere Grenze der erraticen Geschiebe. In 1600 m Höhe liegt dieselbe am Moleson dicht am Ostende des Genfer Sees. Im Jura am Chasseron, der genau in der Verlängerung des unteren Rhonethales liegt und an dem die aus dem letzteren hervorquellenden Eismassen anprallten und sich theilten, um nach Norden und Süden den Ketten des Jura entlang zu gleiten, finden sich Walliser Blöcke bis 1352 m Höhe. ²⁾ Auf dem Rücken des Mont Salève entdeckte Al. Favre in 1306 m Höhe noch erratiche Geschiebe ³⁾ und die Erhebungen des Mont Sion (821 m) und Mont Vuache lagen während des Maximalstandes der Vergletscherung tief unter dem Eis begraben; Falsan gibt die obere Gletschergrenze bei Bellegarde in 1250 m Höhe an. Es erreichte das Eis über

¹⁾ Über Thalbildung. Prag 1884.

²⁾ A. Falsan, »Esquisse géologique du terrain erratique et des anciens glaciers de la région centrale du bassin du Rhone.« Lyon 1863. Profilfafl.

³⁾ Falsan a. a. O. S. 56.

dem tiefsten Punkt des Genfer Sees zwischen Evian und Lausanne eine Mächtigkeit von 1300 m. Vom Chasseron an senkt sich die Grenze der erratischen Blöcke sowohl gegen Norden als auch gegen Süden und zeigt hierdurch die Neigung der beiden Gletscherzungen an; es entspricht dieses genau den Erwartungen, und der Annahme einer Bodenbewegung zur Erklärung der Convexität der erratischen Grenze am Südostabhange des Jura, wie Rüttimeyer meint,¹⁾ bedarf es nicht.

Bemerkenswerth ist, dass die Moränen in den tiefer gelegenen Gebieten des Genfer Beckens ausschließlich in der Form von Grundmoränen auftreten. Endmoränen fehlen völlig auf den Ebenen südlich des Sees; nur sehr schlammige, ungeschichtete Grundmoränen treten hier auf und ganz vereinzelt findet sich ein eckiger Block aus den Obermoränen des Gletschers. Erst in höherem Niveau an den Gehängen der Bergketten erkennen wir Ablagerungen nach Art der Ufermoränen und Endmoränen. So entdeckte Renevier eine echte Stirnmoräne am Gehänge des Chasseron in circa 1250 m Höhe, welche er auf eine Entfernung von 10 km zu verfolgen vermochte.²⁾ Mir sind am Genfer See zwei größere Gebiete bekannt geworden, in welchen die Moränen als Endmoränen oder Ufermoränen auftreten: auf dem Plateau von Gimel, nördlich von Rolle und des »la Cote« genannten, durch seinen Wein berühmten Gehänges, in 700—900 m Meereshöhe und auf dem eigenthümlichen, von allen Punkten des nördlichen Seeufers trefflich sichtbaren, zwischen Tollon und Larringes (südlich von Evian) bis zu 800—900 m Höhe sich erhebenden Plateau.

Bei Gimel lassen sich deutlich drei Wälle unterscheiden, deren höchster in etwa 900 m Meereshöhe liegt und welchem die Erhebungen in der Nähe von Burtigny und Longirod angehören, die auf der Dufourkarte der Schweiz (1:100000) die Fixpunkte 898 m und 902 m tragen. Ein zweiter Wall zieht in einem gegen Nordosten geöffneten Bogen etwa 1 km westlich der Orte St. Oyens und Essertines und auf dem dritten liegen diese Ortschaften selbst. Dieser letztere Wall lässt sich nordwärts bis in die Gegend von Bière verfolgen. Eine Ufer- oder Endmoräne ist endlich auch der Kante des Abfalles la Cote von Burtigny bis zum Signal de Bougy bei Aubonne aufgesetzt. Diese Endmoränen sind z. Th. unregelmäßig geschichtet, z. B. in der Kriesgrube rechts von der Straße von Aubonne nach Gimel, oberhalb des ersternen Ortes, und führen Material, oft selbst große Blöcke, aus den Obermoränen, wenn auch das Material der Grundmoräne vorherrscht. Sie sind in der geologischen Karte der Schweiz als »geschichtetes Diluvium« eingezeichnet, jedoch, wie schon Jaccard bemerkt,³⁾ durch ihre äußere Form von den horizontal geschichteten Kiesen wohl zu unterscheiden, welche die weite Ebene zwischen Essertines, Gimel, Bière, Berolles und Ballens zusammensetzen und vorwiegend aus Juragesteinen bestehen. Dieser zuerst von Necker⁴⁾ erwähnte Jurakies wird von Al. Favre der »alluvion des plateaux, contemporaine aux terrasses inférieures et supérieures« zugerechnet,⁵⁾ und von Jaccard »graviers diluviens supérieurs« genannt. Er ist postglacial und eine Ablagerung der aus dem Jura tretenden Gebirgsbäche. Diluvialer, unregelmäßig geschichteter Kies, wie er sich oben am Signal de Bougy findet, d. h. geschichtete

¹⁾ »Über Thal- und Seebildung.« Basel 1869, S. 76.

²⁾ Falsan, a. a. O. S. 53.

³⁾ »Matériaux pour la carte géologique de la Suisse.« Liv. VI. 1869, S. 26.

⁴⁾ »Etudes géologiques dans les Alpes.« Paris, 1841. I. Bd. S. 280.

⁵⁾ »Description géologique du canton de Genève.« Genf, 1880. I. Bd., S. 168.

Endmoräne, bedeckt nach Jaccard auch den großen zwischen dem Thale der Venoge und der Orbe gelegenen, mir unbekannt gebliebenen Theil des Plateaus gegen Norden bis Cossonay und Pampigny, und überzieht bis hoch hinauf die Flanken des Jura.

Der Abfall des Plateaus zwischen Tollon und Larringes gegen Evian ist mit sehr mächtigen Moränenbildungen bedeckt, welche wohl zur Hälfte den Obermoränen des Rhonegletschers entstammen und stellenweise stark grusig erscheinen. Diese Moräne ist dicht am Grand Hôtel des Bains von Evian an der im Bau begriffenen Bahnlinie aufgeschlossen. Sie begleitet uns mit gleichbleibendem Charakter bis hinauf auf die Höhe des Plateaus, wo wir eine typische Moränenlandschaft mit Wällen, aufgesetzten Kuppen und zwischenliegenden Mooren in einer Höhe von 4—500 m über dem See entwickelt finden; mächtige erratische Blöcke sind häufig zu beobachten. Das Liegende dieser äußerst mächtigen Moränen zu constatieren, gelang mir am Abfall gegen Evian nicht. In benachbarten Dransethal erscheint als solches ein mächtiges diluviales Conglomerat sowie anstehender Fels. Es dürfte diese ganze Moränenmasse als eine gewaltige Ufermoräne des Rhonegletschers zu betrachten sein, die sich während seines Rückzuges bildete. Auf eine Ufermoräne weist entschieden, ganz abgesehen von der Zusammensetzung, auch die westliche Neigung der Kante des ganzen Plateaus hin, welche bei Meillerie in 1000 m, 13 km weiter westwärts bei Champagne in nur 700 m Höhe liegt. Die gleiche Ufermoränenbildung findet sich nach Al. Favre auch südwestlich des Dransethales, wo bei Châteaueux Kies, der unter 40° gegen den See hin fällt, mit Grundmoräne wechselt.) Hier in der Nachbarschaft des Dransethales treten mehrere Terrassen auf, welche bis zu 234 m über den See emporreichen und aus Kies und Moränen bestehen und deren Bildung Al. Favre in die Zeit des Rückzuges der Vergletscherung setzt, als der Dranse durch die noch im See sich haltende Gletscherzunge das Einmünden in denselben versagt war und sie längs des Eises nach Süden ausbiegen musste. In dieser Zeit entstanden nach ihm die Kiese von Châteaueux, Lully und Brenthonne.

Dass die End- und Ufermoränen von la Cote und die Ufermoräne von Evian eine Übereinstimmung in ihrer Höhenlage zeigen, ist nicht zu leugnen und es ist mir sehr wahrscheinlich, dass sie in ein und derselben Zeit des Rückzuges der Vergletscherung abgelagert wurden. Es fragt sich: wo lag, als diese Moränen als Ufermoränen aufgebaut wurden, das Ende des Gletschers? Würde die Gletscheroberfläche sich unterhalb der Dransemündung ebenso rasch gesenkt haben wie zwischen derselben und Meillerie, so würde die Gletscheroberfläche etwa bei Yvoire, dort, wo sich der See plötzlich verschmälert, die Niveaufäche des heutigen Seespiegels geschnitten haben. Es zieht gerade bei Yvoire ein unterseischer, trefflich ausgesprochener Wall quer über den See, der durch kleine aufgesetzte Erhebungen ausgezeichnet ist, sodass man kaum an etwas anderes als an eine Endmoräne denken und denselben wohl nicht mit Rütimeyer²⁾ auf Rechnung einer Dislocation setzen kann. Dass dieser Wall in der That aus Moräne besteht, hat F. A. Forel jüngst gezeigt.³⁾ Es ist wahrscheinlich, dass dieser unterseische Wall über Siex, Margencel und Champagne mit der Ufermoräne von Evian zusammenhängt,

¹⁾ »Recherches géologiques etc.« Paris, 1867. §. 74.

²⁾ »Über Thal- und Seebildung.« Basel, 1869. S. 76 u. 95.

³⁾ Comptes Rendus CII, 1886 Nr. 6.

und dass die letztere, diejenige von la Cote und der unterseeische Rücken von Yvoire uns die Gestalt der Zunge des Rhonegletschers in einer Periode des Stillstandes im Rückzuge zeichnen. Gleichzeitig dürfte vielleicht die durch den Jura abgelenkte nördliche Zunge des Gletschers bis Cossonay und bis zur heutigen Wasserscheide zwischen dem Genfer und dem Neuenburger See gereicht haben, bis zu welcher sich am Fuß des Jura nach Jaccard (siehe oben) die »diluvialen Kiese,« d. h. Endmoränen von Gimel verfolgen lassen. Es ist dieses ein Gletscherstand, wie ihn Morlot (siehe Seite 147) als Maximalstand der letzten Vereisung bezeichnete — ein Stand, während dessen bei Lausanne Gesteine der rechtsseitigen Nebenthäler des Rhonethales zur Ablagerung kommen mussten.

Die eigentliche Endmoränenzone des Südarms des Rhonegletschers liegt bereits außerhalb des nordalpinen Vorlandes in den Ebenen des Rhonethales bei Lyon und z. Th. auch an den Gehängen der Thäler des Jura, so z. B. bei Bellegarde. In der Ebene bei Lyon treffen wir am Rande der Moränenzone auch den Niederterrassenschotter entfaltet. Falsan schildert seine Verbreitung, indem er ihn einem sehr flachen Schuttkegel vergleicht, dessen Spitze in der Mündung des Rhonethales bei Lagnien liegt;¹⁾ doch ist dieser Schuttkegel nach Falsan einer sehr starken Erosion ausgesetzt gewesen. Der Niederterrassenschotter tritt auch im Gebiete des Genfer Sees an dessen Ufern auf. Wir haben hier vier Schotter- und Conglomeratvorkommnisse auf ihre Natur als Niederterrassenschotter zu prüfen: 1. dasjenige von la Cote; 2. dasjenige des unteren Dransethales; 3. dasjenige am unteren Seende bei Genf und an der Rhone unterhalb Genf und 4. das Vorkommnis im Rhonedurchbruch durch den Jura zwischen Fort de l'Ecluse und Bellegarde.

Das Auftreten dieser Schotter und Conglomerate am Genfer See ist eine längst bekannte Thatsache, wenn man auch dieselben zuerst nicht als das deutete, was sie größtentheils sind, als Glacialschotter der letzten Vergletscherung. Necker ist wohl der erste, der diese Ablagerungen eingehend schilderte;²⁾ er kannte bereits alle oben erwähnten vier Vorkommnisse und gab der Ablagerung den Namen der »alluvion ancienne« oder alten Anschwemmung, die er scharf von dem hangenden »terrain diluvien cataclastique« — unseren Grundmoränen und Endmoränen — schied. Morlot beschrieb das Vorkommnis bei Genf und vor allem dasjenige an der Dranse sehr eingehend und baute auf Grund der Beobachtungen daselbst seine Theorie von zwei Eiszeiten auf.³⁾ Er rechnet die alte Anschwemmung, zum »diluvium inférieur«, das er dem Alter nach zwischen sein »glacière inférieur« und »supérieur« stellt. 1859 zeichnete Al. Favre in sein Profil des Dransethales diese alten Anschwemmungen ein⁴⁾ und 1867 beschrieb er das interglaciale Profil Morlot's, das er jedoch durch eine locale Gletscheroscillation erklären zu können glaubte.⁵⁾ Gleichzeitig sprach er zuerst die Anschwemmung als Gletscherbachbildung an, welche bei Genf, als der Gletscher bereits den Genfer See erfüllte, von den demselben entströmenden Bächen

¹⁾ »Esquisse géologique du terrain erratique et des anciens glaciers de la région centrale du bassin du Rhone.« Lyon, 1883. S. 89.

²⁾ »Etudes géologiques dans les Alpes.« Paris 1841. I. Band, S. 232, 269, 276 u. 311.

³⁾ Bulletin de la Soc. Vaud. des Sc. nat. 1858.

⁴⁾ »Mémoire sur le terrain liassique et keuperien de la Savoie.« Mém. de la Soc. de phys. et de l'histoire nat. de Genève. T. XV.

⁵⁾ »Recherches géologiques dans les parties de la Savoie etc. voisines du Mont-Blanc.« Paris 1867, §. 70.

abgelagert wurde.¹⁾ Diese Anschauung, welche die Entstehung der alten Anschwemmung direct mit der Vergletscherung in Beziehung bringt, hat sich immer mehr und mehr Bahn gebrochen und darf heute als die herrschende betrachtet werden, wenn auch noch 1881 A. Rothpletz sich gegen eine fluvioglaciale Entstehung derselben aussprach.²⁾

Steigt man von Rolle am Fusse des la Cote genannten Abhanges gegen Mont und Châtel empor, so erreicht man in 590 m Höhe ein Conglomerat, das auf Molasse aufruht.³⁾ Die Mächtigkeit der Ablagerung beträgt 25—30 m. Das Conglomerat ist deutlich und regelmässig horizontal geschichtet und besteht aus mittelgroßen, durch ein kalkiges Cement locker verkitteten Geröllen von Gesteinen des Rhonethales, zwischen welche sich Sandbänke einschalten, die stellenweise, wie z. B. unterhalb der großen, auf der Dufourkarte verzeichneten Abrissstelle, bis 2 m Mächtigkeit erreichen. Große Blöcke und gekritzte Geschiebe als Anklänge an Moräne fehlen dem Conglomerat ganz. Bei 820 m Meereshöhe zeigt sich im Hangenden des Conglomerates, das wir nach seiner Zusammensetzung und seinem ganzen Habitus als Niederterrassenschotter ansprechen dürfen, überall sehr mächtige fette Grundmoräne. Erst über denselben treten dann die uns bekannten unregelmäßig geschichteten Endmoränen auf. Wie weit unter diesen Moränen das Conglomerat sich gegen Norden ausdehnt, ist nicht festgestellt. Diese meine Beobachtungen stimmen völlig mit der Schilderung der fraglichen Ablagerungen überein, wie sie A. Jaccard giebt.⁴⁾ Er schätzt die gesammte Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen an dieser Stelle auf 200 m und zeichnet die Verbreitung des Conglomerates auf der geologischen Karte der Schweiz (Blatt XVI) von Aubonne bis Begnins. Hiernach streicht dasselbe auf einer Strecke von 11 km Länge an dem Steilgehänge der la Cote aus. Bemerkenswerth ist, dass das Conglomerat bei Châtel unter der Grundmoräne nach Blanchet⁵⁾ einen Gletscherschliff trägt. Penck hat hieraus schließen zu dürfen geglaubt, dass die alte Anschwemmung von la Cote nicht eine fluvioglaciale Bildung der letzten Eiszeit, sondern nur diejenige einer früheren sein könne.⁶⁾ Doch vermag ich mich seiner Ansicht nicht anzuschließen. Die verfestigte Partie, die bei Châtel einen Schliff trägt, scheint nur ganz local beschränkt, da das Conglomerat sonst überall ein lockeres Gefüge zeigt. So kommt es auch, dass Blanchet's Beobachtung ganz vereinzelt ist. Dass in der That die Verfestigung des Niederterrassenschotter stellenweise sehr rasch erfolgt sein kann, zeigen Beobachtungen an recenten Schuttbildungen, die local innerhalb weniger Decennien erharthen können. Der Schliff bei Châtel ist keineswegs der erste, den wir auf Niederterrassenschotter kennen lernen; fand doch Penck auch bei Laufen a. d. Salzach die Schotteroberfläche deutlich geschrännt (siehe oben S. 13). So dürfte der Gletscherschliff von Châtel einer Parallelisierung des Conglomerates von la Cote mit dem Niederterrassenschotter nicht widersprechen.

Dieser Nagelful steht an Ausdehnung des Conglomerat an der Dranse nicht nach. Wenn man von dem Dorfe La Plantaz, das dicht

¹⁾ A. n. O. S. 84.

²⁾ Diluvium von Paris. Denkschr. der schweizer. Ges. für ges. Naturw. XXVIII, Abth. II. S. 87 des Sonderabdruckes.

³⁾ Dabin dürfte die Angabe von Al. Favre, der die Höhe der Sohle desselben zu 640 m bestimmte (Description géologique du canton de Genève. Genf 1880. I. Bd. S. 86), auf Grund meiner Messung zu berichtigen sein.

⁴⁾ Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. Liv. VI. 1869, S. 20.

⁵⁾ Terrain erratique alluvien etc. Lausanne 1844, S. 5.

⁶⁾ Vergletscherung. 1882, S. 276.

bei der Vereinigung der drei Quellflüsse der Dranse, jedoch 250 m über deren Niveau liegt, gegen die Brücke von Bioge herabsteigt, so trifft man wohl 80—100 m hoch über dem Fluss ein Conglomerat an, das von Grundmoräne überdeckt ist. Es stürzt in senkrechten Wänden zum Fluss ab, der etwas oberhalb der Brücke sein Bett in dasselbe eingeschnitten hat. Die Mächtigkeit dieses Conglomerates dürfte hier kaum viel unter 100 m betragen. Dasselbe bildet thalabwärts größtentheils die Wände der wilden Dranseschlucht und lagert in gewaltigen abgestürzten Blöcken auf deren Sohle. Die Auflagerungsfläche des Conglomerates auf dem Fels ist äußerst unregelmäßig und ihr Durchschnitt, wie er an den Wänden der Dranseschlucht erscheint, ist eine auf- und abspringende Linie. Es ist das Conglomerat offenbar in einem Thal vor dem Eintritt der letzten Vergletscherung abgelagert worden, welches in postglacialer Zeit, als die Dranse wieder einzuschneiden begann, nicht vollständig von derselben wieder getroffen wurde, sodass der Lauf des heutigen Flusses nicht mit dem des präglacialen übereinstimmt. Dieses Conglomerat besteht aus einem Flussschotter mit wohlgerundeten Geröllen, welche sehr stark durch Kalkspath mit einander verkitet sind. Charakteristisch für diese Ablagerung ist, wie schon Morlot hervorhebt, das Fehlen von Urgebirgsgeröllen; es setzt sich dasselbe ausschließlich aus den Gesteinen des Dransethales zusammen und nur ein einziges, erraticum, vermuthlich aus dem Rhonethal stammendes Geschiebe von Gneiß wurde nach langem Suchen von mir gefunden. Dort, wo das Liegende des Conglomerates aufgeschlossen ist, führt letzteres in seinen untersten Schichten mächtige eckige Blöcke des ersteren in großer Anzahl, zwischen denen die kleineren Gerölle abgelagert sind. Es hat sich hier eine Art Contactzone zwischen der Flussablagerung und ihrem Liegenden gebildet.

Die Schichtung des Conglomerates ist bei der Brücke von Bioge sehr deutlich horizontal; dabei besitzt es eine Absonderung in Bänke und wird mehrfach von senkrechten Klüften durchsetzt. Mit wechselnder Mächtigkeit begleitet es uns flussabwärts und behält immerfort seine horizontale Schichtung bei. Da plötzlich beim Kilometerstein 5·2 (von Thonon aus gerechnet) sehen wir seine liegenden Schichten unter circa 20° gegen West fallen, während die oberen noch immer horizontal bleiben. Schreiten wir weiter, so gehen immer mehr und mehr der Schichten aus der horizontalen in die schräge Lage über und am Thalausgang fallen auch die obersten unter circa 20—30° ein. Die Richtung dieses Fallens wechselt jedoch bedeutend je nach dem Ort. So fallen z. B. beim Kilometerstein 2·4 die unteren Schichten des linken Ufers verschieden steil nach Norden; darüber lagern Schichten, die nach Westen fallen und sich auch am rechten Ufer finden; allein hier fällt ihr Liegendes nicht wie am linken Ufer nach Norden, sondern z. Th. nach Süden ein.

Es kann einem Zweifel nicht unterliegen, dass wir das Delta einer präglacialen Dranse vor uns haben. So wichtig dieses Delta auch für die Geschichte des Genfer See ist, so habe ich doch in der Literatur nur eine einzige und ganz beiläufige, kurze Erwähnung der schrägfallenden Schichten gefunden, wenngleich das Dranseconglomerat häufig beschrieben worden ist. A. Favre spricht ganz kurz davon, dass die Dranse, vor der Vergletscherung und vordem sie ihr heutiges Bett sich geschaffen hatte, die alte Anschwemmung (alluvion ancienne) aufschüttete und dieselbe in mehr oder weniger gegen den See geneigten Bänken ablagerte. ¹⁾ Da die Deltastructur bis etwa 500—530 m Höhe emporreicht,

¹⁾ «Recherches géologiques etc.» Paris 1867, § 75.

so müssen wir nicht nur schließen, dass der Genfer See schon vor der letzten Vergletscherung existierte, sondern auch, dass sein Wasserspiegel 130—150 m höher stand als heute. Morlot ist der einzige, der bisher nachdrücklich darauf hingewiesen hat, dass in präglacialer Zeit das Niveau des Sees höher gestanden habe als heute; ¹⁾ er schloss dieses aus dem Vorkommen mächtiger und regelmäßig geschichteter diluvialer Ablagerungen bei Cossonay in 585 m Höhe, welche dort, wo sie in Sand übergehen, terrestrische und fluviatile Molluskenreste enthalten. Ich habe nirgends sonst eine Erwähnung dieses Vorkommnisses gefunden und Morlot's Beobachtung auch nicht wiederholen können. Wenn in der That jene Ablagerung von Cossonay als lacustre Bildung des Genfer Sees und nicht etwa einer localen kleinen Wasseransammlung gedeutet werden kann, so würde sich die Höhe des Seespiegels in bezüglich der letzten Vergletscherung präglacialer Zeit noch volle 60 m höher fixieren, als es uns mit Hilfe des Dransedeltas gelang.

Unter diesem Dransecongglomerat fand Morlot 1857 etwas oberhalb der Gypsfabrik von Féterne am linken Ufer 12 m über dem Fluss eine Grundmoräne von etwa 2·5—3·0 m Mächtigkeit. ²⁾ Seine Beobachtung wurde später von Al. Favre wiederholt; ³⁾ 1881 beschrieb Rothpletz die Überlagerung des Conglomerates über der Moräne, die er nun auch am rechten Ufer unmittelbar an der Straße von Thonon nach Féterne unterhalb der Gypsfabrik constatirte. ⁴⁾ Es gelang mir die von Rothpletz erwähnte Stelle wiederzufinden; ein Zweifel an der Thatsächlichkeit der Überlagerung ist ausgeschlossen, da das Conglomerat stellenweise über der Grundmoräne überhängt. Das gleiche Verhältnis ließ sich auch beim Kilometerstein 5·8 und 5·4 und am Restaurant kurz vor der Brücke beobachten, auf welcher die Straße auf das linke Ufer übergeführt ist.

Es ergibt sich folgender Gang der Ereignisse im Gebiete der Dranse:

1. Bildung eines alten präglacialen Dransethales.
2. Ablagerung der liegenden Grundmoräne in demselben durch Gletscher; Rückzug des Eises.
3. Ablagerung des Dransecongglomerates z. Th. als Delta in den See hinaus bei einem Stande desselben 130—150 m über dem heutigen.
4. Erneutes Vorrücken der Gletscher und Ablagerung der hangenden Moränen; Rückzug des Eises.
5. Bildung des heutigen Dransethales durch Flusserosion; Entstehung der Terrasse von Thonon und der Strandlinien bei einem Wasserstand des Sees, der höher war als der heutige; Sinken des Seespiegels und allmähliche Herausbildung der Verhältnisse von heute.

Es fragt sich, ob dieses Dransecongglomerat als Glacialschotter vor dem nahenden Dransgletscher abgelagert wurde oder ob wir in demselben ein altes, interglaciales und nicht ein fluvioglaciales, nur interglacial gestelltes Dransedelta vor uns haben, analog dem Salzburger Delta. Um dieses zu entscheiden, ist das Verhältnis des Conglomerates zu den hangenden Moränen zu untersuchen. Ein Umstand scheint dafür zu sprechen, dass diese Ablagerung kein Glacialschotter ist: der Glacialschotter am unteren Seeende liegt völlig horizontal in einer Höhe, in der die Schichten des Dransecongglomerates bereits Deltastructur aufweisen. Es muss demnach das Seeniveau zur Zeit der Bildung beider

¹⁾ Terrain quaternaire du Léman. Bull. de la Soc. Vaud. des Sc. nat., 1856.

²⁾ A. a. O.

³⁾ Description géologique du canton de Genève. Genf 1880, S. 143.

⁴⁾ Diluvium von Paris. Denkschr. etc. XXVIII, Abth. II, S. 66 des Sep.-Ab.

Ablagerungen ein verschiedenes gewesen sein. Wie dem auch sei, sicher ist, dass das Dranseconglomerat von der Dranse, nicht aber von der Rhone oder von Gletscherbächen, die dem Rhonegletscher entfloßen, gebildet wurde, wie diejenigen, die den Schotter von la Cote aufwarfen; dieses beweist die von Süden gegen Norden sich langsam senkende Oberfläche, sowie auch die Zusammensetzung des Conglomerates.

Die ausgedehnten Glacialschotter-Ablagerungen am unteren Seeende sind von Al. Favre ausführlich beschrieben und, soweit sie auf Genfer Gebiet liegen, auch auf der geologischen Karte des Canton Genf zur Darstellung gebracht worden. ¹⁾ Der nördlichste Punkt, an dem sie von Al. Favre angegeben werden, ist Hermence. Von hier an lassen sie sich continuierlich bis in die unmittelbare Nähe von Fort de l'Écluse verfolgen. Auf große Strecken erscheinen sie an den Ufern der Rhone. Eine gewisse Berühmtheit hat das Vorkommen derselben an Bois de la Bâtie unmittelbar an der Stadt Genf erlangt, das seit Necker oft untersucht und beschrieben worden ist. Hier wurde von E. Favre eine Wechselagerung der alten Anschwemmung mit Grundmoräne beobachtet; ²⁾ Al. Favre gelang es gekritzte Gletschergeschiebe in der »alluvion ancienne« bei Bonvard und Montegnin zu constatieren. ³⁾ Hierdurch ist der Beweis erbracht, dass die »alluvion ancienne« in der That hier ein Glacialschotter ist. Wir dürfen derselben daher ohne weiteres den Namen Niederterrassenschotter beilegen.

Al. Favre gibt eine Zusammenstellung der Höhen der Oberfläche des Niederterrassenschotters an verschiedenen Punkten seines Auftretens; ⁴⁾ es liegt dieselbe bei Chancy an der Rhone, nicht allzu weit vom Jurafuß entfernt, in 390 m Meereshöhe; höher bereits bei Bonvard (478 m) und die höchste Lage erreicht sie nach Al. Favre bei Mont nächst Rolle mit 670 m. Ich habe die letzte Messung von Favre nicht bestätigen können, sondern hier für die Oberfläche des Schotters nur eine Höhe von 620 m erhalten. Al. Favre glaubt annehmen zu müssen, dass die alte Anschwemmung z. Th. als eine einheitliche Schotterdecke mit continuierlicher Neigung gegen Südwest abgelagert wurde. Und in der That gestatten die Höhenverhältnisse der Schotteroberfläche den Schluss auf eine Gefällscurve derselben, die völlig derjenigen eines schotteraufläufigen Flusses entspricht. Wir erhalten, wenn wir jene 3 Höhenzahlen zu Grunde legen, von Mont bis Bonvard im Gefälle von 5·0‰ und von hier bis Chancy ein solches von 4·4‰.

Heute ist die Oberfläche des Schotters unter der Moräne, die ihn überall bedeckt, stark unduliert. Al. Favre bildet ab und beschreibt zahlreiche Discordanzen zwischen der alten Anschwemmung und der hangenden Moräne. ⁵⁾ So muss, um nur ein einziges Beispiel zu nennen, beim Bahnhof von Genf die Auflagerungsfläche der Moräne auf dem Schotter eine Neigung von mindestens 80° besitzen. ⁶⁾ Eine Discordanz mit sehr scharfer Trennungsfläche von 20 m Höhe auf 80 m Entfernung gelang mir zwischen der Anschwemmung und der Grundmoräne an der Straße zum Bois de la Bâtie hinter der Brasserie Bohder zu

¹⁾ »Recherches géologiques etc.« Paris 1807 und »Description géologique du canton de Genève.« Genf 1860.

²⁾ Arch. des Sc. phys. et nat. 1877, S. 18—27.

³⁾ »Description géologique du canton de Genève.« 1860. Bd. I. S. 85.

⁴⁾ A. a. O. S. 86.

⁵⁾ »Description géologique du canton de Genève.« Genf 1860. Band I. S. 87; Bd. II. Tafel VI, Fig. 2, 4—7. Tafel VII, Fig. 3 u. s. w.

⁶⁾ A. a. O. Bd. II. § 70.

beobachten. Diese ganz allgemeine discordante Auflagerung der Grundmoräne auf dem Schotter veranlasste Al. Favre anzunehmen, dass die »alluvion ancienne«, nach ihrer Ablagerung, durch Bäche und Flüsse, die über dieselben dahinflossen, stellenweise eine starke Erosion erlitt, sodass die Eismassen ein unduliertes Terrain vorfanden, auf dem wir heute ihre Grundmoränen als Überzug beobachten.¹⁾ Allein in dieser Erklärung liegt eine gewisse Unwahrscheinlichkeit: dieselben Gletscherbäche, welche den Schotter aufschütteten, da sie nicht im Stande waren, alle ihnen vom Gletscher überantworteten Geschiebe weiter zu transportieren, dieselben Gletscherbäche sollen diese von ihnen gebildeten Ablagerungen z. Th. wieder erodiert haben. In Bayern und speciell im Salzsachgebiete haben wir Discordanzen zwischen Glacialschotter und Grundmoräne direct auf die erodierende Kraft des Eises zurückgeführt und müssen dieses entsprechend auch hier thun und schließen, dass die heutige undulierte Oberfläche der alten Anschwemmung am unteren Ende des Genfer Sees ein Werk der Gletschererosion ist, welche die ursprünglichen, gleichförmig sich ausdehnenden Schotterflächen angriff.

Wir finden den Schotter am unteren See keineswegs nur auf ein Ufer desselben beschränkt; vielmehr tritt er sowohl am östlichen Ufer bei Hermence, la Belotte und Cologny als auch am westlichen Ufer bei Chambésy und Montegnin auf. Das ganze untere Seeende scheint also in den Niederterrassenschotter eingesenkt zu sein und wir müssen es, da Grundmoräne denselben an beiden Ufern gegen den See hin abböschet, für wahrscheinlich halten, dass der flache südliche Seezipfel seine Entstehung der Gletschererosion verdankt.

Auch am großen See fanden wir bei Rolle einen mächtigen Glacialschotter hoch über dem See; ob auch das Dranseconglomerat als solcher bezeichnet werden darf, erschien hingegen fraglich. Dass das Conglomerat von la Cote einst sich weiter nach Süden ausdehnte, geht schon unmittelbar aus der Form des Gehänges hervor, an dem es heute ausstreicht. Wenn nicht die große Tiefe und Breite des Sees gerade hier zu doppelter Vorsicht auffordern würde, so könnte man fast geneigt sein, auch in diesem Schotter den Rest einer einst einen weit größeren Theil des Sees überziehenden Schotterdecke zu erblicken, die beim Herannahen der Vergletscherung abgelagert wurde; dann läge der Schluss auf der Hand, dass auch der mittlere Theil des Sees, wie der untere, sein Dasein der Gletschererosion verdankt. Im Gebiete des oberen Seetheiles gelang es bisher nicht, Conglomerate oder Schotter nachzuweisen, welche als Glacialschotter zu deuten wären, und wir müssen im Rhonethale sehr, sehr weit aufwärts gehen, ehe wir eine Bildung finden, welche sich vielleicht einmal bei eingehender Untersuchung als Glacialschotter erweisen könnte, bis in die bei Sion und Sierre in das Rhonethal von Süden her mündenden Thäler von Herence und Anniviers, in denen die geologische Karte der Schweiz »terrain quaternaire ancien« in größerer Ausdehnung angiebt. Diese Ablagerung ist nach Morlot²⁾ sehr mächtig und gut geschichtet; sie reicht bis 280 m über die Sohle des Rhonethales empor und wird von Moränen überlagert. Ausgedehnte Glacialschotterterrassen, wie sie Penck im Innthal und wir im Salzsachthale constatirten, scheinen — nach der geologischen Karte — im Rhonethal selbst zu fehlen. So entbehren wir eines zuverlässigen Anhaltes, der uns veranlassen könnte, die Schotterdecke, welche wir am unteren

¹⁾ A. a. O. I. Bd. S. 87.

²⁾ Bull. de la Soc. Vaud. des Sc. nat. 1858.

See und am rechten Ufer des großen Sees fanden, auch über den oberen Theil des Sees zu reconstruieren. Allein, selbst wenn wir hier die Schotterdecke reconstruieren könnten, so hätten wir doch nur das Recht eine Reexcavation des Sees anzunehmen; denn der See existierte bereits vor der letzten Vergletscherung, wie uns das Dransedelta lehrt. Er wäre vor der letzten Eiszeit mit Schottern, vielleicht den Glacialschottern der nahenden Vergletscherung, ausgefüllt und durch das Eis in dieselben wieder eingetieft worden. Die Frage, ob denn überhaupt die Ausfüllung eines so gewaltigen Beckens, wie es der Genfer See in bezüglich der letzten Vergletscherung präglacialer Zeit gewesen sein muss, mit Glacialschottern denkbar ist, dürfte wohl in bejahendem Sinne zu beantworten sein. Wir brauchen nur die über 200 m mächtige und bis 8 km breite Schotterterrasse des Innthales uns in den See hineingestellt oder den in der kurzen Postglacialzeit von der Rhone ausgefüllten obersten Theil des Sees reconstruirt zu denken, um eine Ausfüllung desselben mit Glacialschotter nicht mehr so unmöglich erscheinen zu lassen.

Ein Vorkommnis von Niederterrassenschotter, dasjenige im Durchbruche der Rhone durch den Jura, harrt noch der Besprechung. Es ist hier die Meeresmolasse, welche sich in den Jura eindringt, bei Bellegarde (dislociert, sodass ihre Schichten stärker flussabwärts fallen als die Rhone selbst. Auf dieser Molasse ruht ein Conglomerat, dessen untere Partien fast ausschließlich aus Jurakalkgeröllen bestehen, während in den oberen, z. B. bei Vauchy, sich vorwiegend Walliser Gesteine finden. Die Ablagerung ist im Großen und Ganzen horizontal geschichtet, scheint jedoch bei genauerm Zusehen schwach gegen Westen zu fallen. Die Mächtigkeit übersteigt 40 m; bei Vauchy und Eloise wird das Conglomerat von Moränen mit dem Charakter der Endmoränen überlagert. Was nun bei diesem Conglomerat, das wir in seinen oberen Partien als Glacialschotter betrachten müssen, besonders auffällt, das ist seine hohe Lage, die bereits die Aufmerksamkeit Necker's wachrief.¹⁾ Es geht dasselbe bis etwa 600 m Meereshöhe und setzt z. Th. den Rücken des Petit Credo zusammen; sein Niveau liegt demnach mehr als 200 m über demjenigen der alten Anschwemmung thalaufwärts bei Chancy; es lässt sich daher mit der letzteren nicht unmittelbar in eine Reihe stellen. Drei Annahmen können die hohe Lage desselben erklären: man könnte es für den Rest eines älteren Schottersystems halten — etwa des Hochterrassenschotters; oder man könnte mit A. Favre²⁾ seine Ablagerung in eine Zeit verlegen, als die Eismassen das Becken des Genfer Sees bereits erfüllt hatten und sich an den Engen vom Fort de l'Ecuse stauten, ohne in dieselben einzudringen, und ihnen hier ein Gletscherfluss entströmte; endlich könnte man eine Dislocation annehmen, welche den Zusammenhang zwischen dem Schotter von Chancy und demjenigen im Durchbruchthale störte und letzteren emporhob. Es läge dann hier vielleicht ein Analogon zum Salzchdurchbruch bei Taxenbach vor. Allein gegen die letztere Erklärung spricht der Umstand, dass wir gleich oberhalb der angenommenen Verwerfung weder einen See finden — der Genfer See ist weit entfernt — noch auch eine Schotterfläche analog der Niederung des Ober-Pinzgaus. Die Rhone hat zwar vor ihrem Eintritt in den Jura sich eine breitere Thalsohle geschaffen, als in der Enge selbst; allein deren Entstehung führt sich nicht auf Aufschüttung, sondern auf seitliche Erosion bei

¹⁾ •Etudes géologiques dans les Alpes. Paris, 1841. I. Bd., S. 289.

²⁾ •Recherches géologique dans les parties de la Savoie etc. voisines du Mont Blanc. Paris 1867. S. 113.

Serpentinenbildung zurück. So bleiben uns ausschließlich die beiden ersten Erklärungen; welcher von ihnen der Vorzug zu geben ist, vermag ich nicht zu entscheiden.

Wir haben unseren Gang durch das Seengebiet der Schweiz beendet; wenn wir auch nur einen Theil desselben kennen lernten, so können wir doch bereits, gestützt auf unsere Beobachtungen, sagen, ob und inwieweit die Verhältnisse hier anders liegen als in Bayern. Mit derselben Wahrscheinlichkeit, wie in Bayern, gelang es uns nur für den Greifensee und den unteren Theil des Genfer Sees den Beweis einer glacialen Entstehung zu führen. Am mittleren Genfer See und am Zürichsee fanden wir ferner Schotterreste, welche sich durch eine glaciäre Entstehung der Seen vielleicht am besten erklären ließen, die jedoch uns noch nicht gestatten auf eine solche zu schließen. Für die glaciäre Bildung der Neuenburger Seengruppe sprachen die Umrisse und die Form des Beckens. In der Schweiz wie in Bayern zeigt sich ganz allgemein das Gesetz, dass die Seen ausschließlich auf das Gebiet der jüngsten Vergletscherung beschränkt sind. So liegen für eine glaciäre Entstehung des Zürichsees und der Seen des Rhonegletschers wohl einige Andeutungen vor; bewiesen ist sie nicht, allein ebensowenig auch eine andere Entstehung derselben.

Es sind in der Schweiz die Verhältnisse weniger klar als in Bayern, und als sehr natürlich muss es bezeichnet werden, wenn die größere Zahl der Schweizer Geologen die Theorie von der glacialen Entstehung der Seebecken bekämpfte und lieber in anderen Vorgängen die Ursache der Seebildung sehen wollte, umso mehr als sich bei der unmittelbaren Gegenüberlagerung des jungen Jura und der jungen Alpen in den Hebungen und Senkungen dieser Ketten gegen einander eine Ursache der Seebildung gleichsam von selbst darbot.

Eines jedoch hat sich in der Schweiz mit derselben Allgemeinheit gezeigt, wie in Bayern — das große Alter der Seen. Wie Penck ein altes Inndelta bei Rosenheim entdeckte¹⁾ und wir im Salzburger Becken die Reste eines in Bezug auf die letzte Vergletscherung präglacialen Salzachdeltas fanden, so treten alte Delta-Ablagerungen auch am Zürichsee, am Genfer See, und, wie wir nach Bachmann²⁾ hinzufügen wollen, auch am Thuner See auf. Eines dieser Deltas, dasjenige der Dranse, erwies sich als interglacial und nach Analogie dürfen wir vielleicht auch die anderen Deltas in die Zeit zwischen zwei Vergletscherungen setzen. Dieses große Alter der Seen lehrt uns, dass wir, wie bereits Penck schloss, der letzten Vergletscherung allein jedenfalls nicht die Excavation, sondern nur die Reexcavation und Vertiefung der Becken zuschreiben dürfen und die Anlage der Seebecken in vorhergehende Zeiten verlegen müssen.

¹⁾ »Vergletscherung der Deutschen Alpen.« 1882, S. 348.

²⁾ »Die Kander im Berner Oberland, ein ehemaliges Fluss- und Gletschergebiet.« Bern, 1870, S. 58.

SCHLUSS.

Die Eiszeit am Nordabhange der Alpen.

Der Salzachgletscher als Glied des alpinen Inlandeises. Abnahme des Glacialphänomens am Nordabhange der Alpen von West nach Ost. Die Maße der Gletscher. Abnahme der Mächtigkeit nicht durch klimatische, sondern durch orographische Verhältnisse bedingt. Abnahme der Höhe und der Größe der Einzugsgebiete der Gletscher von West nach Ost. Die äußere Moränenzone. Das interglaciale Alter des Lösses. Derselbe als Eluvialbildung. Statistik der interglacialen Profile. Die drei diluvialen Schotter-systeme am Nordabhange der Alpen. Die drei Vergletscherungen. Wirkung der Bodenformen auf die Gletscher. Lappenbildung der Gletscherzungen. Glaciale Accumulation und Erosion. Großes Alter der Seen im Zusammenhange mit der Dreizahl der Vergletscherungen.

Der Salzachgletscher ist nur ein Ausläufer des großen alpinen Inlandeises der Diluvialzeit und steht als solcher unter denselben Gesetzen wie seine westlichen und östlichen Nachbarn am Nordabhange der Alpen. Wir haben oben die Ablagerungen der Diluvialzeit im Salzachgebiete eingehend untersucht und hiebei Resultate gewonnen, denen wir mehr als eine locale Bedeutung zumessen zu dürfen glauben — Resultate, die sich theils auf die Dimensionen der Vergletscherung, theils auf deren Wiederholung und ihre bodengestaltende Wirkung beziehen. Unsere Aufgabe ist nun, unsere Ergebnisse mit den Ergebnissen anderer Forscher in Nachbargebieten zu vergleichen und dieselben unter allgemeinere Gesichtspunkte einzuordnen.

Das Schweizer Gebiet ist in der letzten Zeit so eingehend auf seine diluvialen Ablagerungen hin untersucht worden, dass 1884 Alphonse Favre mit Erfolg in einer übersichtlichen Karte die Entfaltung der eiszeitlichen Gletscher der Schweiz zur Darstellung bringen konnte.¹⁾ Im Gebiete der Rhone waren es, um nur die wichtigsten Namen zu nennen, in letzter Zeit vor allem Al. Favre und A. Falsan²⁾, welche den Spuren des alten Rhonegletschers nachgingen, während die Glacialablagerungen des Aargaus in F. Mühlberg³⁾ ihren Bearbeiter fanden. Die Ablagerungen des Linthgletschers bei Zürich untersuchte besonders eingehend Wettstein.⁴⁾ Über das ausgedehnte Gebiet zwischen dem Bodensee und dem Chiemsee

¹⁾ «Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc.» Genf 1884.

²⁾ «Esquisse géologique du terrain erratique et des anciens glaciers de la région centrale du bassin au Rhône.» Lyon, 1883.

³⁾ «Über die erratischen Bildungen im Aargau.» 1869 und «II. Bericht über die erratischen Bildungen des Aargaus» in den Mittheilungen der aargauisch. naturf. Ges. I. Heft, 1878.

⁴⁾ «Geologie von Zürich und Umgebung» Zürich 1885.

erstrecken sich die Untersuchungen A. Penck's¹⁾ und weiter östlich liegt unser Arbeitsfeld. Der Traungletscher ist bereits vor Jahren von E. v. Mojsisovics²⁾ zum Gegenstand einer Abhandlung gemacht worden, während das Gebiet der Enns erst in allerjüngster Zeit durch A. Böhm³⁾ glacialgeologisch erschlossen wurde. Dank der wesentlich einfacheren Gestaltung des Alpenvorlandes östlich des Bodensees, welchem sowohl die tiefen Molassethäler als auch die Einengung durch ein den Alpen gegenüber gelagertes Kettengebirge, entsprechend dem Schweizer Jura, fehlen, lehrten zuerst die Untersuchungen Penck's und später diejenigen Böhm's, sowie unsere eigenen uns Einzelheiten der Geschichte der Diluvialzeit kennen, die infolge der Complication der Verhältnisse in der Schweiz noch nicht in ihrer Allgemeinheit erkannt worden waren. Wir haben oben (Cap. XIV—XVI) zu zeigen gesucht, dass jene Details sich auch aus den Diluvialablagerungen der Schweiz herauslesen lassen, wenn auch nicht überall mit der gleichen Sicherheit wie im Osten auf deutschem und österreichischem Boden. So vermögen wir heute bereits uns ein präcises und einheitliches Bild von der Vergletscherung am ganzen Nordabhange der Alpen zwischen Rhone und Enns zu entwerfen.

Ein Gesetz, das sich ganz allgemein am Nordabhange der Alpen bestätigt findet, ist die Abnahme des eiszeitlichen Gletscherphänomens von West nach Ost. Diesem Gesetz entsprechend steht der Salzachgletscher mit seinen Größenverhältnissen in der Mitte zwischen seinen beiden Nachbarn — dem Inngletscher und dem Traungletscher. In der nachfolgenden Tabelle, welche am besten dieses Gesetz veranschaulicht, sind die Zahlenwerthe für die Höhe der erratischen Geschiebegrenze beim Austritt der Gletscher aus dem Alpengebirge in das Vorland, für ihre Mächtigkeit an dieser Stelle, für die Länge der sich auf das Alpenvorland herauslegenden Gletscherzungen, für die Meereshöhe des Gletscherendes während der letzten Vergletscherung und für die Breite der äußeren Moränenzone zusammengestellt, wie dieselben sich nach den Untersuchungen obengenannter Forscher ergeben.

	Des Gletschers		Des Gletscherendes		Breite der äußeren Moränenzone
	Oberflächenniveau beim Austritt aus dem Gebirge	Mächtigkeit	Entfernung vom Gebirgsfuß	Meereshöhe	
Rhonegletscher . .	1500 m	1300 m	170 km	300 m	?
Rheingletscher . .	1300 m	1000 m	70 km	400 m	20 km
Isargletscher . .	1450 m	800 m	53 km	530 m	13 km
Inngletscher . . .	1300 m	8—900 m	44 km	500 m	12 km
Salzachgletscher .	1050 m	650 m	32 km	500 m	9 km
Traungletscher . .	7—800 m	2—300 m	5 km	500 m	6 km ⁴⁾
Ennegletscher . .	endigte im Gebirge, 35 km vom Nordfuß			400 m	?

Die Abnahme der Intensität der Vergletscherung zeigt sich zunächst in der Lage der erratischen Grenze. Es hält hier der Salzachgletscher genau die Mitte zwischen dem Inn- und dem Traungletscher, da des ersteren Oberfläche beim Thalausgang 250 m höher, des letzteren 250 m tiefer lag als diejenige des Salzachgletschers. Die Ursache hiefür ist nicht etwa in

¹⁾ „Vergletscherung der deutschen Alpen“, 1882; „Geologie von Südbayerns Oberfläche“ (Manuscript, erscheint im IV. Bande von Gumbel's Geognost. Besch. Bayerns); „Mensch und Eiszeit“, Archiv für Anthropologie 1884; „Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen“, Leopoldina 1886.

²⁾ Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien 1868, S. 308 ff.

³⁾ Die alten Gletscher der Enns und Steyr., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1885, S. 429.

⁴⁾ Im Gebiete des Irrsees (siehe geol. Karte).

der allgemeinen Erniedrigung des Alpenvorlandes von West nach Ost zu suchen; denn die Sohle aller drei Gletscherströme lag, so viel wir aus den heutigen seit Schluss der Diluvialzeit durch Accumulation veränderten Verhältnissen schließen können, an der Mündung derselben in das Alpenvorland ungefähr in gleicher Höhe. Es ist vielmehr die Erniedrigung des Eismiveaus auf eine Abnahme der Mächtigkeit der Eisströme zurückzuführen, wie die Zahlen der zweiten Columne deutlich zeigen. Die Oberfläche sämmtlicher Gletscher des Nordabhanges der Alpen westlich des Salzachgletschers liegt beim Austritt aus dem Gebirge über der Schneegrenze, sodass das gesammte Areal des Gebirges, sowie der südlichste Saum des Alpenvorlandes als Nährgebiet erscheint und die eigentliche Gletscherzunge, an welcher die Schmelzung über den Betrag des Schneefalls überwiegt, auf das Alpenvorland beschränkt ist. Dieses gilt noch vom Inngletscher, während das Abschmelzungsgebiet des Salzachgletschers bereits in das Gebirge bis in die Gegend von Golling und Hallein zurückgriff. Dasjenige des Traungletschers gehörte zum größeren Theile, dasjenige des Enngletschers gänzlich dem Gebirge an. So war im Westen die größere Mächtigkeit des Eises die Veranlassung einer Vergrößerung des Nährgebietes, während sie andererseits auch zu einer Vergrößerung des Abschmelzungsgebietes wesentlich beitrug. Ein mächtiger Eisstrom wird nicht nur deswegen, weil an seiner Zunge größere Massen Eis zu schmelzen sind, eine ausgedehntere Abschmelzungsfläche besitzen als ein kleiner Gletscher, es wird sein Abschmelzungsgebiet nicht einfach proportional seiner Mächtigkeit, sondern in höherem Grade wachsen. Denn die Größe der Abschmelzungsfläche wird, abgesehen von der Menge des zu schmelzenden Eises, auch von der Geschwindigkeit geregelt, mit der dasselbe sich bewegt. Es wird sich daher unter sonst gleichen Umständen bei mächtigeren Gletschern das Verhältnis der Abschmelzungsfläche zum Areal des Nährgebietes größer gestalten als bei kleineren.

In dreierlei Weise trug demnach die Abnahme der Mächtigkeit der Eisströme von West nach Ost zu einer Verminderung ihrer Ausbreitung auf dem Alpenvorland bei. Erstens war der größeren Mächtigkeit entsprechend die Masse des zu schmelzenden Eises im Westen größer als im Osten; zweitens gelangte durch die Abnahme der Mächtigkeit die Gletscheroberfläche gegen Osten in ein immer tieferes Niveau, sodass die Grenze zwischen dem Abschmelzungs- und Nährgebiet, die im Westen weit draußen auf dem Alpenvorland lag, immer mehr und mehr sich dem Gebirge näherte und im Salzachgebiet bereits in dasselbe hineingriff; es wurde das Nährgebiet hiedurch verkleinert. Drittens wurde von West nach Ost die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung beim Austritt aus dem Gebirge und mithin auch das Verhältnis der Abschmelzungsfläche zum Areal des Einzugsgebietes geringer. Die Folge hiervon ist, dass sich die Gletscher des Westens sehr viel weiter aus dem Gebirge heraus auf das Alpenvorland legten und gleichzeitig in weit geringere Meereshöhen herabreichten, als diejenigen des Ostens, wie Columne 3 und 4 zeigen.

Es entsteht die Frage, worin wir die Ursache dieser Abnahme des Gletscherphänomens am Nordabhange der Alpen von West nach Ost zu suchen haben. Da die eiszeitliche Entfaltung der Gletscher in jeder Beziehung proportional der heutigen ist, so dürften, wie schon Penck aussprach¹⁾, dieselben Ursachen, welche heute die Abnahme der Vergletscherung von West nach Ost veranlassen, auch für die Größenentwicklung der eiszeitlichen Gletscher verantwortlich gemacht werden.

¹⁾ »Vergletscherung«. 1882. S. 113.

Die verschieden intensive Gletscherentwicklung von heute ist nur zum geringsten Theil eine Folge klimatischer Verhältnisse, liegt doch die Schneelinie in den Centralalpen der Schweiz eben so hoch wie in den Tauern ¹⁾ — ein Verhältnis, das trefflich durch Penck's recente Isochionen oder Linien gleicher Lage der Schneelinie zum Ausdruck gebracht wird. ²⁾ Ein bedeutendes Ansteigen der unteren Grenzfläche der Schneeregion findet heute zwischen der Rhone und der Salzach nicht statt; vielmehr verlaufen die Isochionen völlig parallel der Längserstreckung der Alpen. Der Unterschied in dem Grade der Vergletscherung im Westen und Osten ist mithin wohl ganz der Änderung der Höhenverhältnisse zuzuschreiben. Nicht deswegen, weil die Schneelinie höher liegt, sondern weil die Erhebung des Gebirges abgenommen hat, ragen im Osten weit kleinere Flächen in die Schneeregion empor als im Westen.

Wir bestimmten im Salzachgebiet mit Hilfe zweier von einander unabhängiger Methoden die Höhe der eiszeitlichen Schneelinie am Nordabhang der Ostalpen und fanden dieselbe übereinstimmend zu 1200 m, d. h. etwa so hoch wie in der Schweiz und wesentlich tiefer als Böhmen aus der Verbreitung der Kare im Ennsgebiet für die Centralketten der Ostalpen schloss. Hiernach ist der Schluss gerechtfertigt, dass auch die eiszeitliche Schneelinie zwischen Rhone und Salzach gegen Osten nicht wesentlich anstieg, hingegen im Osten wie im Westen in den centralen Theilen des Gebirges höher lag als am Nordabhang. Es verlaufen die Isochionen der Eiszeit völlig parallel denen der Gegenwart, während sie nach Penck's Darstellung wesentlich anders ziehen; es ist der Unterschied zwischen der heutigen und der glacialen Lage der Schneelinie am Nordabhang der Alpen zwischen Rhone und Salzach eine constante und nicht eine gegen Osten zu abnehmende Größe. Auch der Gegensatz von West und Ost während der Eiszeit dürfte demnach in allererster Reihe auf die orographischen Verhältnisse zurückzuführen sein. Es nahm während der Eiszeit, wie heute, gegen Osten das in die Schneeregion emporragende Areal an Ausdehnung ab und gleichzeitig wurde die Firnbildung, die im Westen z. Th. in ganz außerordentlichen Höhen vor sich ging, in denen nur ein verschwindender Bruchtheil des festen Niederschlages durch Schmelzung dem Gletscher entzogen wurde, auf tiefere Schichten der Schneeregion beschränkt, in denen bereits jährlich eine erhebliche Menge Schnee der Schmelzung zum Opfer fallen musste.

Allein noch ein anderer Umstand scheint auf den Grad der Vergletscherung und deren Abnahme gegen Osten von Einfluss gewesen zu sein; es ist dies das Kleinerwerden der Thalsysteme gegen Osten, das vom Inngebiet angefangen bis zum Gebiete der Enns sich bemerkbar macht. Das Flussgebiet des Inn ist das größte der Alpen, und wir sollten dementsprechend erwarten, dass der Inngletscher am weitesten sich auf das Alpenvorland herauslegte. Und in der That ist dieses der Fall, nur dass seine Eismassen nicht einen einheitlichen Fächer bildeten, sondern theils in das Isar- und Loisach-, theils in das Chiemsee-Achental übertraten und in diesen Thälern als individualisierte Eisströme das Alpenvorland erreichten. Fassen wir den Loisach-, Isar- und Inngletscher sowie die westliche Hälfte des Chiemsee-Achengletschers als Ausflüsse der Gletschermassen des gesammten Inngebietes auf, so ist in der That das Stück des Alpenvorlandes, auf welchem sich die Eismassen des Inngebietes

¹⁾ Siehe oben S. 47.

²⁾ Siehe die Karte in den Verh. d. IV. deutschen Geographentages. 1884.

ausbreiteten, erheblich größer, als die Fläche, die der Rheingletscher auf dem Alpenvorland unter sich begrub, wie nachfolgende Zahlen zeigen.

	Gesamtareal	Areal in dem Vorland		Verhältnis
		im Gebirge	(neue Vertheilung)	
Rheingletscher	12000 qkm	8400 qkm	3600 qkm	2:3:1
Inngletscher (mit Isargletscher etc.)	17420 qkm	13300 qkm	4120 qkm	3:2:1
Salzachgletscher	8500 qkm	5250 qkm	1250 qkm	4:2:1

Sobald wir die Größe der von den Eismassen eingenommenen Fläche und nicht die Entfernung des Gletscherendes vom Gebirgsfüße ins Auge fassen, gelangt der Inngletscher zu seinem Recht. Übertrifft wird derselbe an Größe nur durch den Rhonegletscher, in dessen Gebiet die höchsten und massigsten Erhebungen der Alpen sich finden, und dessen Firnggebiet dazu noch durch die Stauung des Eises am Jura weit auf das Alpenvorland ausgedehnt wurde. Es ist die Ausbreitung des Rhonegletschers außerhalb der Alpen eine so beträchtliche, infolge der durch die Höhenverhältnisse begünstigten Firnbildung und trotz des kleineren Einzugsgebietes im Gebirge selbst. Umgekehrt ist es beim Enngletscher, wo durch die auffallend rasche Verringerung der Höhen die Firnbildung erschwert war, sodass hier trotz des nur wenig dem Salzachtale an Größe nachstehenden Einzugsgebietes der Enns doch der Enngletscher das Alpenvorland nicht mehr erreichte. Der Salzachgletscher hält sich in der Mitte zwischen Enngletscher und Inngletscher, weil einerseits seine Firnfelder wesentlich höher lagen als die des Enngletschers, andererseits sein Einzugsgebiet sehr viel weniger ausgedehnt war als dasjenige des Inngletschers.

Auf dem gesamten nördlichen Alpenvorland lässt sich eine Zweitheilung des Moränengebietes durchführen. Die innere Moränenzone zeichnet sich durch scharf ausgeprägte Formen der Endmoränenwälle vor der äußeren Moränenzone aus, und die Moränen derselben unterscheiden sich auch petrographisch von denen der äußeren Zone durch den Mangel jeglicher Verfestigung. Allein dasjenige, was erst dieser Zweitheilung auch einen geologischen Werth giebt, ist die völlige Verschiedenheit der auf den Moränen beider Zonen auftretenden Eluvialbildungen. Die äußeren Moränen sind scharf charakterisiert durch ihre Bedeckung mit Löss und einem lössähnlichen Lehm, dem Lösslehm, von bedeutender Mächtigkeit, während über den inneren Moränen nur ein wenig mächtiger Verwitterungslehm aufritt. Sämmtliche mir bekannt gewordenen Vorkommnisse, welche innerhalb der inneren Moränenzone als Löss gedeutet worden sind, erwiesen sich bei genauerer Untersuchung als ganz andere Gebilde, als Bachalluvionen und Gehänge- oder Verwitterungslehm. — Aus der geographischen Verbreitung des Lösses und Lösslehms schloss bereits allgemein Penck, dass derselbe jünger sei als die Moränen der äußeren Zone, hingegen älter als diejenigen der inneren. Allein ein zwingender, stratigraphischer Beweis für das interglaciale Alter des Lösses am Saume der Gletschergebiete fehlte bisher. Im Salzachgebiete ist es mir zum ersten Male gelungen, einen solchen zu erbringen. Ich vermochte bei Aschau und Feldkirchen den auf den äußeren Moränen ruhenden Lösslehm in das Gebiet der inneren Moränen hinein zu verfolgen und hier auf einer Fläche von 6 qkm die Überlagerung desselben durch die Moränen der inneren Zone zu constatieren. Dieser Fund ist für die Altersbestimmung des gesamten

voralpinen Lösses von weittragender Bedeutung; denn wir vermögen nun, gestützt auf denselben, den Löss und Lösslehm überall, wo er am Saume der alpinen Gletschergebiete auftritt, mit Bestimmtheit als interglacial zu deuten.

Allein nicht nur für das Alter, sondern auch für die Entstehung des Lösses und Lösslehmes ergaben sich im Salzachgebiete wichtige Anhaltspunkte: überall, wo das Liegende desselben aufgeschlossen war, erschienen dessen obere Partien verwittert, und erst über diesem Verwitterungslehm baute sich der Löss und Lösslehm als gelbe, ungeschichtete, homogene Bildung auf, ausgezeichnet durch das Fehlen jeglicher ausgelaugter Kalkskelette, wie sie den gewöhnlichen braunen Verwitterungslehm charakterisieren. Dieser enge Connex mit einer unbedingt als Bildung an einer Landoberfläche anzusehenden Verwitterungsschicht lässt die gesammte Lössformation des Alpenvorlandes als eine Art Eluvialbildung erscheinen und schließt wohl die Möglichkeit einer Entstehung derselben aus Gletscherschlamm aus.

Diesen Schluss ohne weiteres auf den Löss Norddeutschlands zu übertragen, wage ich nicht, da der letztere, der mir nur aus Beschreibungen bekannt ist, sich von dem des Alpenvorlandes in etwas unterscheidet: er zeigt die eigenthümliche Steinsohle und es scheint ihm der Connex mit einem liegenden Verwitterungslehm zu fehlen. Hingegen theilt er mit dem Löss des Alpenvorlandes die Eigenthümlichkeit, dass er auf den Saum der Gletschergebiete beschränkt ist; nirgends wurde derselbe auf dem oberen Geschiebelehm gefunden, den die letzte Vergletscherung abgelagerte. Dieses spricht in der That für ein interglaciales Alter auch des norddeutschen Lösses. Wenn F. Wahnschaffe seine Entstehung in die Zeit der beginnenden Abschmelzung des letzten Inlandeises verlegt, und in ihm mit anderen norddeutschen Geologen den Niederschlag aus der Gletschermilch sieht, so stützt derselbe sich ausschließlich auf die unbewiesene Annahme, dass die Steinsohle des Lösses der Börde bei Magdeburg ein Äquivalent des oberen Geschiebesandes und Geschiebemergels sei. Es sollen nach ihm die Gletscherbäche den Geschiebemergel bis auf wenige Überreste — eben die Steine der Steinsohle — weggeführt, andererseits jedoch auch die allerfeinsten Schlammtheile gleichmäßig über dem ganzen Gebiete, das sie bedeckten, abgelagert haben.¹⁾ Es gelingt Wahnschaffe nicht, irgend einen stichhaltigen Grund gegen die, zuerst von Penck ausgesprochene Ansicht vorzubringen, es sei auch der Löss Norddeutschlands interglacial. Die Verbreitung spricht für diese Ansicht Penck's; ein stratigraphischer Beweis, wie er mir für den Löss des Alpengebietes gelungen ist, fehlt jedoch hier noch.

Nicht weniger als sieben Profile haben wir im Salzachgebiet kennen gelernt, in denen man zwei durch Gletscher abgelagerte Moränen, eine ältere und eine jüngere, durch eine Schicht von einander getrennt sieht, die unmöglich unter der Eisbedeckung entstanden sein kann, und welche demnach für eine zweimalige Vergletscherung sprechen. Die Zahl sämtlicher interglacialen Profile am Nordabhange der Alpen ist nachgerade eine stattliche geworden und auf 19 angewachsen. Nach dem Material der trennenden Schicht lassen sich folgende sechs Gruppen unterscheiden.

¹⁾ »Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg.« Abhandlungen zur geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Ländern. Bd. VII. Berlin 1886. Heft 1. S. 70 f.

Die Interglaciale Schicht ist:	Zahl der Profile	Localität
Lösslehm und Verwitterungslehm	2	Aschau und Feldkirchen (Salzach), Isny (Rhein)
Kohle allein	1	Mörschweil (Bodensee)
Kohle und Schotter (Conglomerat)	3	Uznach (Zürich), Wetzikon (Zürich), Sonthofen (Iller)
Breccie	3	Höttingen (Inn), Wimbachthal (Berchtesgaden), Ramsau (Ennsthal)
Schotter und Conglomerat	10	Dransethal (Genfer See), Tölz (Isar), Sillthal (Inn), Innsbruck (Inn), Kitzbichl (Chiemsee-Ache), Laufen (Salzach), Glasenbach (Salzach), Bischofshofen (Salzach), Mühbach (Salzach), St. Johann im Pongau (Salzach).

Es wurden bei dieser Zählung nur solche Profile berücksichtigt, bei denen jeglicher Gedanke an eine subglaciale Entstehung der interglacialen Schicht ausgeschlossen schien.

Diese 19 Vorkommnisse vertheilen sich auf den Nordabhang der Alpen vom Gebiete des Rhonegletschers an bis zum Gebiete des Enns-gletschers. In der nachfolgenden Tabelle sind die interglacialen Profile nach den verschiedenen Gletschergebieten geordnet. In Klammern ist der Name desjenigen Forschers angegeben, welcher zuerst das betreffende Profil als beweisend für eine doppelte Vergletscherung erklärte; ein B. hinter den Namen des Autors bedeutet, dass ich durch Augenschein seine Beobachtungen bestätigen konnte.

Im Gebiete des	Zahl der Profile	Localität und Autor
Rhonegletscher	1	Dransethal (Morlot, B.) ¹⁾
Linthgletscher	2	Uznach (Ch. Martins) ²⁾ , Wetzikon (Messikommer) ³⁾
Rheingletscher	2	Mörschweil (Deiko) ⁴⁾ , Isny (O. Fraas) ⁵⁾
Illergletscher	1	Sonthofen (Penck) ⁶⁾
Isargletscher	1	Tölz (Penck) ⁷⁾
Inngletscher	3	Sill (Blaas, B.) ⁸⁾ , Höttingen (Penck, B.) ⁹⁾ , Innsbruck (Blaas) ¹⁰⁾

¹⁾ Morlot, «Terrain quaternaire du Léman.» Bull. de la Soc. Vaud. des Sc. nat. T. VI. 1857, S. 101; vergl. ferner Rothpletz, «Diluvium von Paris.» Denkschriften der schweiz. Ges. f. ges. Naturw. XXVIII. Abth. II. 1881, S. 86 des Separatdruckes; ferner E. Favre, «Revue géologique Suisse pour l'année 1877.» Arch. des Sc. phys. et nat. 1878. T. LXI. S. 212.

²⁾ Revue des deux mondes. 1876. 15 avril.

³⁾ In Heer, «Urwelt der Schweiz.» 2. Aufl. S. 571.

⁴⁾ «Nachträge über die Quartärbildungen zwischen Alpen und Jura.» Verb. d. Gallicischen naturw. Ges. 1861. Ferner Penck, «Zur Vergletscherung etc.» Leopoldina 1885. S. 11 d. Separatdruckes.

⁵⁾ «Begleitwort zur geognost. Spezialkarte von Württemberg. Atlasblätter Leutkirch und Isny.» Stuttgart 1882, S. 14.

⁶⁾ «Vergletscherung der deutschen Alpen.» 1882, S. 256.

⁷⁾ «Zur Vergletscherung u. s. w.» Leopoldina 1885. S. 120. Sep.

⁸⁾ Blaas in Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien 1884; vergl. ferner Penck in Leopoldina S. 12 d. Sep.

⁹⁾ «Vergletscherung.» 1882, S. 228 ff.; ferner A. Böhm im Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien 1884, Blaas, «Glacialformation im Innthal,» Zeitschr. des Ferdinandums. Innsbruck. 1885.

¹⁰⁾ Blaas a. a. O.

Im Gebiete des	Zahl der Profile	Localität und Autor
Chiemsee-Achengletscher	1	Kitzbühl (Blasas) ¹⁾
Salzachtletscher	7	Aschau und Feldkirchen (Brückner) ²⁾ , Laufen (Penck, B.) ³⁾ , Glasenbach (Fugger und Kastner, B.) ⁴⁾ , Bischofshofen (Fugger u. Kastner, B.) ⁵⁾ , Mühlbach (Brückner) ²⁾ , St. Johann im Pongau (Brückner) ²⁾ , Wimbachthal (Penck, B.) ³⁾
Enns-gletscher	1	Ransau (Böhm) ⁶⁾ .

Wenn gegenwärtig mehr als ein Drittel aller Profile auf das Salzachgebiet entfällt, erklärt sich das daraus, dass dieses wohl, abgesehen von dem Ennsthale, am eingehendsten erforscht ist. Fünf der neunzehn Vorkommnisse liegen im Alpenvorland und vier unmittelbar am Fuß des Gebirges, während in den Thälern des Gebirges selbst elf bekannt sind. Zwei Profile, eines im Sillthal südlich von Innsbruck und eines im Salzachtale bei St. Johann, befinden sich bereits nur mehr 25—30 km von den Kämmen der Centralalpen, den Wurzelpunkten der heutigen Gletscher, entfernt. Diese Verbreitung der interglacialen Profile lehrt uns, dass der Rückzug des Eises bei Beginn der Interglacialzeit am ganzen Nordsaum der Alpen ein allgemeiner war, und dass die Gletscher nicht nur das Alpenvorland verließen, sondern auch die Hauptthäler der Alpen eisfrei wurden, und die Eismassen sich auf die Nachbarschaft der höchstgelegenen Theile des Gebirges beschränkten. Dass in der That in den Thälern des Gebirges während der Interglacialzeit ein Klima herrschte, das dem heutigen entspricht, bestätigt die durch J. Blasas veranlasste Neuuntersuchung der interglacialen Kohlen in der Höttinger Breccie bei Innsbruck durch von Ettingshausen.⁷⁾ Wir finden hier nach dem letzteren während der Interglacialzeit in bedeutender Höhe eine Flora, die mit der heute an Ort und Stelle wachsenden fast identisch ist.⁸⁾

Wenn sich uns die Moränen der inneren und der äußeren Zone als durch eine Interglacialzeit zeitlich von einander getrennt darstellten, so ist dieses auch nicht minder bei den Glacialschottern der Fall, welche von den jenen Gletschern entströmenden Bächen aufgeworfen wurden. Der Niederterrassen- und der Hochterrassenschotter erwiesen sich als fluvintile Äquivalente der inneren und der äußeren Moränen. Sie sind mit denselben petrographisch identisch und auch altersgleich, sahen wir doch ihre unteren Schichten unter die Moränen einschließen, ihre oberen hingegen unmittelbar an den Moränen entspringen.

Beide Schotterssysteme sind am gesammten Nordabhange der Alpen zwischen Rhone und Enns nachgewiesen; mit einziger Ausnahme der Umgegend von München, wo sie übereinander lagern, markieren sie an den Flüssen zwei Terrassen derart, dass der jüngere Niederterrassenschotter in ein Thal des älteren und lössbedeckten Hochterrassenschotter eingelagert und in ihn wiederum das heutige Flussbett einge-

¹⁾ Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien 1884, S. 278.

²⁾ Siehe oben Cap. VI.

³⁾ In Leopoldina 1885, S. 12 d. Sep.

⁴⁾ Naturw. Studien u. Beobachtungen aus u. über Salzburg. Salz. 1865, S. 47.

⁵⁾ A. u. O. S. 43.

⁶⁾ Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien 1886, S. 521.

⁷⁾ Sitzungsber. der k. k. Akademie d. Wiss. zu Wien 1884. Abth. I. Bd. XC.

⁸⁾ Die jüngst von Stur (Verh. u. Abth. der k. k. geol. Reichsanstalt 1886) geäußerten Zweifel am diluvialen Alter der Höttinger Breccie dürften bei den vorliegenden stratigraphischen Verhältnissen kaum aufrecht zu halten sein.

senkt ist. Spärlich nur waren die Reste des Hochterrassenschotter, die wir in der Schweiz constatieren konnten, entsprechend dem Umstande, dass während der Vergletscherung, welche die äußeren Moränen schuf, die ganze Schweiz von Gletschermassen bedeckt war und mithin die ungestörte Entwicklung des Hochterrassenschotter, wie wir sie in Schwaben und Bayern außerhalb der äußeren Moränen finden, fast ganz auf außerschweizerisches Gebiet beschränkt ist.

Wir verfolgten den Hochterrassenschotter an der Salzach unter die äußeren Moränen und sahen ihn auf ausgedehnten Flächen als deren Liegendes auftreten. Noch im Conglomerate des Glasenbaches südlich von Salzburg erkannten wir einen Rest des Hochterrassenschotter, der sich im Gebiete des Ennsgletschers nach Böhlm bis hoch in das Ober-Ennsthal hinaufzieht. Die weit zahlreicheren Reste des Niederterrassenschotter im Gebirge und im Gebiete des Salzburger Beckens weisen darauf hin, dass einst eine zusammenhängende Decke von Taxenbach an der Salzach und Saalfelden an der Saalach bis zur Mündung der Salzach in den Inn sich ausdehnte, eine Erscheinung, die von Penck für den Inngletscher und von Böhlm für den Ennsgletscher nachgewiesen wurde, deren Constatierung auf Schweizer Boden jedoch noch aussteht. Zwar vermögen wir auch an der Rhone und an der Linth den Niederterrassenschotter bis unmittelbar an den Fuss der Alpen zu verfolgen, doch fehlen noch Beobachtungen aus den Gebirgsthalern selbst. Es wurde der Hochterrassen- wie der Niederterrassenschotter im Salzachgebiete beim Herannahen der Vergletscherung im Gebirge wie im Alpenvorlande und auf letzterem auch während der ganzen Dauer der Vergletscherung abgelagert. Die Ablagerung beider Schotter ist durch die ganze Interglacialzeit getrennt und aus den während letzterer stattgehabten Erosionswirkungen müssen wir auf eine Dauer derselben schließen, die länger ist, als der seit Schluss der letzten Eiszeit verfllossene Zeitraum.

Es findet sich auf dem ganzen nördlichen Alpenvorlande noch ein drittes und ältestes Schotterssystem, das einst eine ausgebreitete zusammenhängende Decke zwischen dem Bodensee und der Salzach bildete und dessen deckenförmiges Auftreten sich auch längs des Rheines unterhalb seines Austrittes aus dem Untersee wahrscheinlich machen lässt. Seine Bildungszeit ist von derjenigen des Hochterrassenschotter durch eine lange Periode der Thalvertiefung getrennt, während deren er in Schwaben und im Gebiete des Inns durch tiefe Thäler zerstückelt, im Salzachgebiete zum größeren Theile gänzlich abgetragen wurde. Nach seiner Zusammensetzung und der Abhängigkeit seiner Verbreitung von den Mündungen der Gebirgsthäler in das Vorland bin ich mit Penck geneigt, denselben als Glacialschotter einer frühesten Vergletscherung anzusehen. Eine Moräne, die vielleicht dieser ältesten der drei Vergletscherungen zuzählen ist, fanden wir im Liegenden des Conglomerates im Glasenbachgraben bei Salzburg. So lernen wir drei Vergletscherungen als drei Perioden der Accumulation kennen, zwischen welche sich zwei Perioden der Thalvertiefung einschalteten, und es ergibt sich hiernach für den Nordabhange der Alpen ein Gang der Ereignisse gleich dem auf der Tabelle Seite 183 dargestellten.

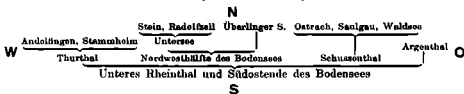
Von großer Bedeutung für die Frage nach den Ursachen der Vergletscherungen ist neben der Thatsache von deren Wiederholung der Umstand, dass die Entfaltung des Eises während der drei Gletscherperioden eine verschiednen starko war. Die Grenzen der ersten Vergletscherung lassen sich freilich nur mit großer Unsicherheit ziehen. Entsprechend den Verhältnissen des Niederterrassenschotter und des

Hochterrassenschotter, welche wir zusammenhängend heute nur außerhalb der Moränen finden, bestimmte Penck die Grenze der ersten Vereisung des Inngbietes als die Südgrenze der zusammenhängenden Verbreitung des Deckenschotter, und fand, dass die erste Vereisung der letzten, welche die inneren Moränen ablagerte, ein wenig an Größe nachstand. Wir vermögen Penck's Schluss im Salzachgebiete nicht zu prüfen, da wir hier den Deckenschotter nur mehr in kleineren Resten voranden. Ganz allgemein jedoch ist der Satz gültig, dass die zweite Vergletscherung die größte der Vergletscherungen ist, deren Spuren wir constatieren können. Wo wir uns auch hinwenden, überall treffen wir vor der Zone der Moränen der letzten Vereisung noch einen breiten Streifen äußerer Moränen. Dass die Breite der äußeren Moränenzone von West nach Ost abnimmt (siehe Tabelle Seite 172), ist nur eine unmittelbare Folge der Abnahme des Gletscherphänomens in dieser Richtung überhaupt.

Verschiedener Art sind die Beziehungen der Bodengestaltung und der Vergletscherung zu einander. Die Vergletscherung zeigt zunächst eine enge Abhängigkeit von den orographischen Verhältnissen des Gebirges, dessen Thäler und Thalzüge den Eisströmen den Weg vorzeichneten. Allein selbst im Alpenvorlande sind orographische Verhältnisse von Einfluss auf die Ausbreitung der Eismassen gewesen. Wir sahen, wie der Salzachgletscher, der während des Maximalstandes der letzten Vergletscherung als geschlossener Fächer aus dem Vorlande lag, beim Rückzuge sich in acht — mit dem Adneter Gletscherarm, der ja auch nur als Ablager des Hauptgletschers erscheint, sogar neun — Lappen zerlegte, die sich in, gegen das Centrum des Salzburger Beckens convergierenden Thälern hielten und hier als selbständige Gletscherungen ihre eigenen Moränenbögen aufschütteten. Noch weit in die Augen fallender tritt diese durch die Bodenformen hervorgerufene Neigung zur Lappenbildung uns am Traungletscher entgegen. Die Lappen gehören hier nicht wie im Salzachgebiete ausschließlich dem Alpenvorlande und den Vorbergen, sondern wie die Lappen der südalpiner Gletscher, die den Lago maggiore und den Comer See erfüllen, zum größeren Theile noch dem Gebirge an. Die Zerlegung in Lappen beginnt hier nicht wie beim Salzachgletscher ungefähr an ein und demselben Punkte, sondern geht allmählig vor sich, indem die Hauptlappen sich abermals in secundäre Lappen theilen.

Außerst deutlich tritt diese Lappenbildung auch beim Rheingletscher auf, wie trefflich nach den von Al. Favre (für das deutsche Gebiet nach Mittheilungen von Penck) auf seiner Gletscherkarte dargestellten Moränenwällen zu erkennen ist.

Lappenbildung des Rheingletschers.



Am Inngletscher soll sich nach F. Bayberger eine solche Lappenbildung nicht finden; vielmehr unterscheidet derselbe sieben concentrisch gestellte einheitliche Moränenwälle, welche immer engere und engere Kreise um die Mündung des Innthales ziehen. Aus Bayberger's Karte der Moränen des Inngletschers lassen sich indessen

diese sieben Wälle nicht herauslesen, und noch viel weniger aus den neuen, nach Erscheinen der Arbeit von Bayberger, veröffentlichten Blättern des bayerischen topographischen Atlas, oder gar bei einer Begehung des Gebietes. Bayberger's sieben Wälle existieren nicht und es schließt sich der Inngletscher, was Lappenbildung anbetrifft, völlig dem Traungletscher, Salzachgletscher und Rheingletscher an. Zwar zog auch sein Saum sich wie derjenige seines östlichen Nachbarn während des Maximalstandes als continuerlich gekrümmter Bogen um die Mündung des Innthales und erst beim Rückzuge der Eismassen trat eine Spaltung in etwa sieben Gletscherarme ein, die sich im Mangfallthal, im Glonthal, im Brucker Moos, im Asslinger Moos, im Rieder Filz, im Innthal und in der Furche des Simmsee und des Freimooses hielten.

Diese ganze Lappenbildung, die z. Th., wie am Traungletscher, nachgewiesenermaßen eine Folge der oroplastischen Verhältnisse ist, dürfen wir wohl auch dort, wo die Thäler, in denen die Gletscherzungen lagen, nur eine geringe Tiefe besitzen, auf präexistierende Oberflächenformen zurückführen.

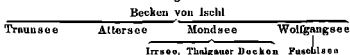
Wirkte so die Gestaltung des Bodens auf den Weg des Gletschers und die Form seiner Zunge bestimmend ein, so drückte doch auch die Gletschermasse dem Boden, der sie trug, charakteristische Züge auf. Die Gletscherzungen waren nicht nur an ihrem Ende Moränenwälle auf und schufen hier die unruhigen Formen der Moränenlandschaft; sie hinterließen als Spuren ihres einstigen Daseins zahlreiche Depressionen, die z. Th. heute noch von stehenden Gewässern eingenommen, z. Th. jedoch bereits als Seen erloschen sind. Nur die kleineren dieser Depressionen sind als Abdämmungsgebiete der aufbauenden Thätigkeit der Gletscher zuzuschreiben; die größeren sind mit mehr oder weniger Sicherheit als Werke der Glacialerosion zu deuten. Das Auftreten von Resten des Niederterrassenschotters oberhalb und unterhalb dieser Becken, die Discordanz zwischen demselben und der hangenden Moräne, die ihm schräg abbösch, lehren, dass die einst zusammenhängende, beim Herannahen der Vergletscherung entstandene Decke des Niederterrassenschotters einer kräftigen Erosion ausgesetzt und durch den Gletscher selbst theilweise wieder entfernt wurde. In dieser Weise gelang es A. Böhm, das weite Becken des Oberennsthal und mir das Salzburger Becken auf Gletschererosion zurückzuführen, nachdem vorher Penck die glaciale Entstehung des Rosenheimer Beckens, sowie der großen bayerischen Seen ausgesprochen hatte. In der Schweiz ist der Nachweis nicht in dem Maße gelungen, obgleich, ganz abgesehen von dem völligen Zusammenfallen der Seenregionen mit dem Gebiete der letzten Vergletscherung, für einen glacialen Ursprung des Zürichsees sowie des unteren Genfer Sees das Auftreten von Niederterrassenschotter an deren Gehängen spricht.

Ein Gletscher nützt den Boden auf der ganzen Berührungsfläche zwischen Eis und Fels ab; das fließende Wasser arbeitet an einer Linie. Dadurch, dass sich dreimal die Eismassen aus den Gebirgstälern auf das Alpenvorland herauslegten, entzogen sie dreimal dessen südlichen Saum sowie die Thäler des Gebirges der Linienerosion des Wassers und überantworteten sie der flächenhaften Abnützung durch das Eis. Die beckenförmigen Erweiterungen, die Centraldepressionen, wie wir sie nannten, stellen die Enden der durch Gletschererosion flächenhaft vertieften Thäler dar. Sie liegen gerade dort, wo die erodierende Kraft beim Austritt der Gletscher auf das Vorland in Folge der Verringerung der Mächtigkeit und Geschwindigkeit abzunehmen begann. Sämmtliche

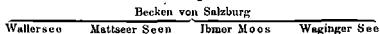
Gletscher unseres Gebietes, die als selbständige Zungen endigten, mögen sie nun groß oder klein gewesen sein, haben uns solche Centraldepressionen hinterlassen, deren Größe eine enge Beziehung zu der Größe der Gletscher, die sie erfüllten, verräth. Den kleinen Gletschern im Westen und Osten des großen Salzachgletschers, dem rothen und weißen Traungletscher, dem Adnet-Ebenauer Gletscher und dem Hintersee-gletscher, entsprechen als Centraldepressionen westlich und östlich des Salzburger Beckens das kleine Becken von Ruhpolding und dasjenige von Inzell, das Becken von Ebenau und der Hintersee.

Was wir hier von den ungetheilten Gletscherströmen bei ihrem Austritte aus dem Gebirge ausgeführt haben, gilt auch von den einzelnen Lappen oder Gletscherzungen, in welche die großen Gletscherfächer sich, durch orographische Verhältnisse gezwungen, auflösten, sei es schon während ihres Maximalstandes, wie der Traungletscher, oder erst während ihres Rückzuges, wie der Salzachgletscher. Auch hier im Gebiete der einzelnen Lappen finden wir häufig Depressionen, die sich radiär um die Mündung des Stamthaltes des Gletschers in das Vorland ordnen; sie treten als Theildepressionen in einen Gegensatz zu der Centraldepression. Zum Theil sind sie heute noch von Seen eingenommen, z. Th. jedoch nur mehr von Moosen und Filzen. Diese eigenthümliche radiäre Anordnung der Theildepressionen mit ihren Seen um die Centraldepression geht aus der nachfolgenden Zusammenstellung klar hervor.

I. Traungletscher.



II. Salzachgletscher.



Die Seen des Nordabhanges der Alpen tragen z. Th. Züge eines großen Alters an sich. So fanden wir bei Salzburg die ausgedehnten Reste eines präglacialen Salzachdeltas, das nur in einem See zur Ablagerung gekommen sein kann. Die Biber, ein altes Inndelta im Rosenheimer Becken, die Au, ein altes Linthdelta im Zürichsee, das Kanderdelta des Thunersees und das Dransedelta am Genfer See — sie alle lehren uns, dass die entsprechenden Seen und Becken bereits vor der letzten Eiszeit existierten. Nicht minder zeigen die gegen den Thalausgang hin convergirenden, in Bezug auf die letzte Vergletscherung präglacialen Vorlandsthäler, welche die Lappenbildung der Gletscher veranlassten, das hohe Alter der großen Becken an; dieselben entstanden wohl ohne Zweifel durch Wasserwirkung an den Gehängen jener alten Becken und erscheinen uns heute als fingerförmige Fortsetzungen derselben, als Theildepressionen der Centraldepression. Diese Verhältnisse bewirken, dass wir der letzten Vergletscherung nur eine Reexcavation und Vertiefung der Becken zurechnen dürfen. Die erste Anlage derselben fällt in die Zeit der ersten Vergletscherung, da dieselben in Bayern nachweislich auch in den ältesten Glacialschotter, den Deckenschotter, eingesenkt, also jünger als derselbe sind. So erklärt die Dreizahl der Vereisungen das hohe Alter der Seen und Becken, unbeschadet ihrer glacialen Entstehung.

Übersicht der Quartärbildungen des Salzachgebietes.

Zeit	Gang der Ereignisse im Gebirge	Gang der Ereignisse im Alpenvorland
Postglacialzeit	2. Erosion der Alluvialterrassenschotter und Thalvertiefung neben vereinzelter Accumulation (wie im Pinzgau). 1. Ablagerung der Alluvialterrassenschotter und Ausfüllung der durch Gletscherwirkung geschaffenen Becken.	2. Erosion des Niederterrassenschotter und der inneren Moränen; Entstehung der Salzachdurchbrüche von Laufen und Nunreut. Bildung von Mooren und Kalktuffen. 1. Ausfüllung des Salzburger Beckens mit Kies, Ablagerung der Sande von Friedorfing.
Letzte, III. Glacialzeit	3. Beim Rückzug des Eises Ablagerung der Endmoränen v. Saalfelden, Königssee u. Abtenau. 2. Entstehung der Ufermoränen, des Grundmoränenüberzuges, sowie der hangenden Moränen der interglacialen Profile. Erosion des Niederterrassenschotter durch das Eis. 1. Beim Herannahen der Vergletscherung Ablagerung des Niederterrassenschotter.	3. Ablagerung der Moränen der inneren Zone als Grund- und Endmoränen. 2. Theilweise Erosion des Niederterrassenschotter durch das Eis; Reexcavation des Salzburger Sees. 1. Aufschüttung des Niederterrassenschotter als Glacialshotter beim Herannahen der Vergletscherung.
Letzte, II. Interglacialzeit	Bildung, Verfestigung und Erosion des Wimbachschotter, Entstehung des Schluttkegels von St. Johann im Pongau. Bildung der Seisenbergbreccie und der Stoißerbreccie an den Gehängen des Steinernen Meeres. (Eventuell auch der ersten Interglacialzeit zuzurechnen.)	3. Eintiefung von Thälern in den Hochterrassenschotter und in die äußeren Moränen. 2. Ablagerung des Lösses und Lösslehms als Eluvialbildung. 1. Ablagerung eines großen Deltas (Conglomerate von Salzburg, Reichenhall u. s. w.) in einem großen Salzburger See. (Eventuell auch der ersten Interglacialzeit zuzurechnen.)
Mittlere, II. Glacialzeit	2. Entstehung der liegenden Moränen von Bischofs- hofen, Mühlbach, St. Johann im Pongau, Kitzbichl und im Wimbachthal. 1. Ablagerung des Glasenbachconglomerates beim Herannahen der Vergletscherung.	2. Ablagerung der Moränen der äußeren Zone, sowie der liegenden Moränen von Laufen und Aschau-Feldkirchen. 1. Ablagerung des Hochterrassenschotter beim Herannahen der Vergletscherung.
Erste Interglacialzeit	Unbekannt.	Zerstörung des größten Theiles des Deckenschotter durch intensive Flusserosion.
Erste Glacialzeit	Ablagerung der liegenden Moräne im Glasenbachgraben.	Ablagerung des Deckenschotter als Glacialshotter.
Pliocän	Erosion in den Alpen.	Unbekannt.

ÜBERSICHTS-KARTE DES SALZACHGEBIETES.

Maßstab 1:576000

- Niederterrassenschotter (nördlich des Gebietes der letzten Vergletscherung rekonstruiert)
- Nordgrenze der letzten Vergletscherung
- 1310 Punkte, nach denen die obere Gletschergrenze festgelegt wurde
- ≡ Flüsse, die von dem Eis der Centralalpen überschritten wurden
- ✕ Interglaziale Profile.

Aus Schedas Karte von Oesterreich.

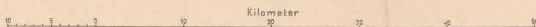


10° östliche Länge von Paris.

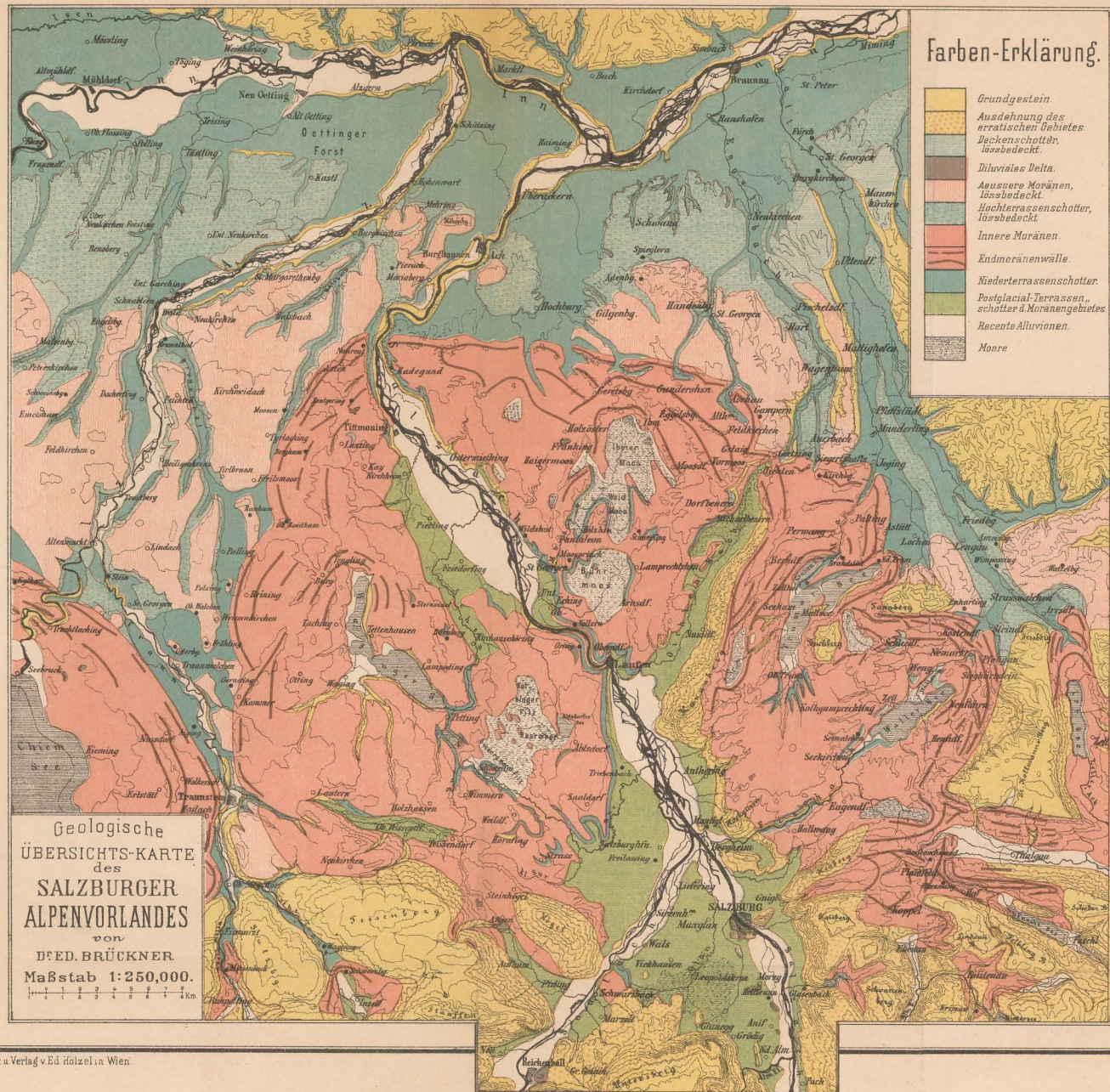
11°

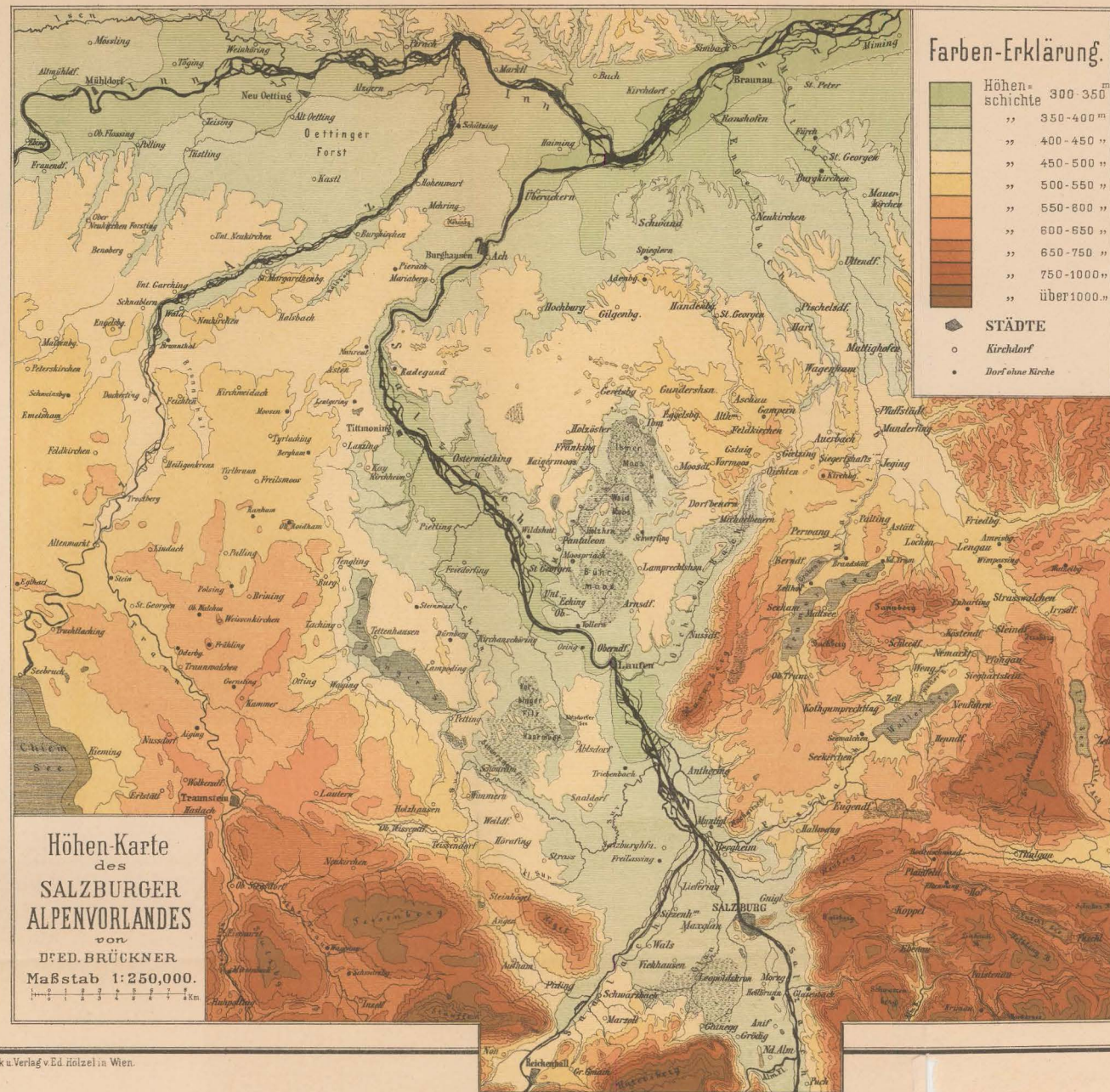
Höhen im Schwarzdruck (1292) Wiener Klafter-1897m im Blaudruck (1650) Meter.

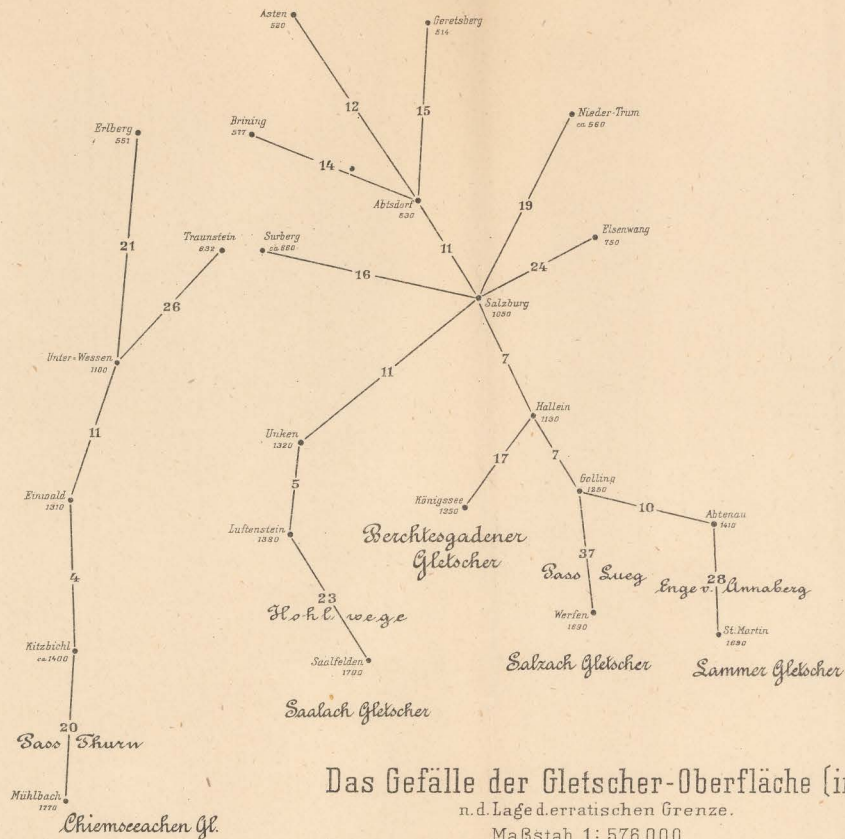
VERLAG VON ED. HÖLZEL IN WIEN.



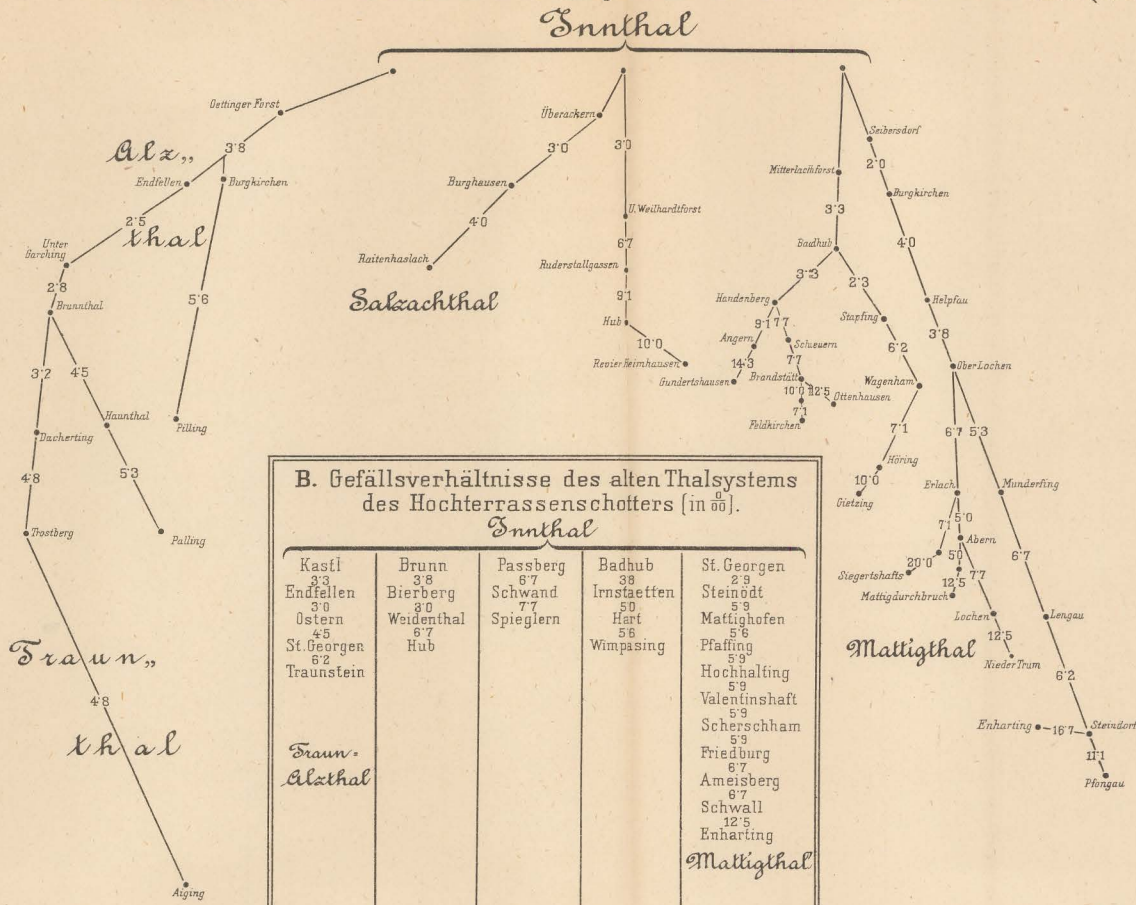
Schnellpressendruck des k.k. milit. geograph. Institutes.







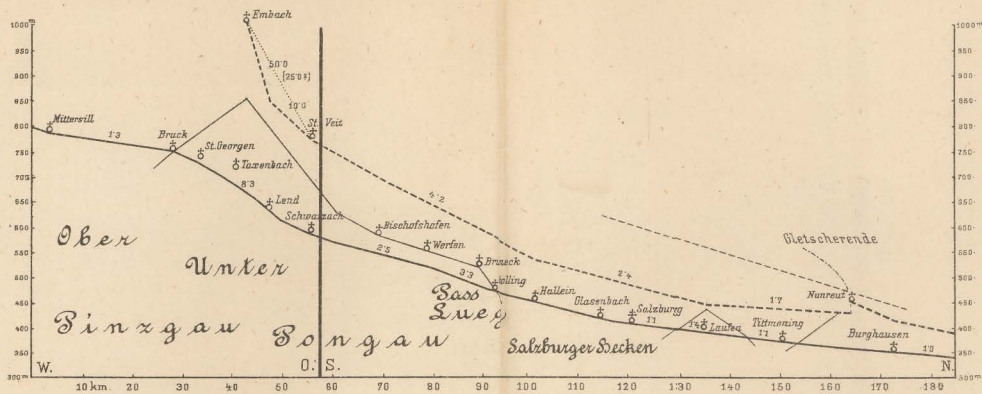
A. Gefällsverhältnisse des alten Thalsystems des Niederterrassenschotters [in $\frac{0}{0}$].



B. Gefällsverhältnisse des alten Thalsystems des Hochterrassenschotters [in $\frac{0}{0}$].

Innthal

Kastl 3,3	Brunn 3,8	Passberg 6,7	Badhub 3,8	St. Georgen 2,9
Endfellen 3,0	Bierberg 3,0	Schwand 7,7	Irnstaeften 5,0	Steinödt 5,9
Ostern 4,5	Weidenthal 6,7	Spieglern 7,7	Hart 5,6	Mattighofen 5,6
St. Georgen 6,2	Hub 7,7		Wimpasing 5,6	Pfaffing 5,9
Traunstein 6,2				Hochalting 5,9
				Valentinschaft 5,9
				Scherschham 5,9
				Friedburg 6,7
				Ameisberg 6,7
				Schwall 12,5
				Enharting 12,5
				Mattigthal



- Gefälls-Curve der heutigen Thalsohle und der Salzach.
- Untere Grenze der Moränen oder Gefälle der alten Gletschersohle.
- Oberfläche des Niederterrassenschotter.
- Oberfläche des Hochterrassenschotter.

Das Gefälle ist in % ausgedrückt.

Horizontaler Maßstab 1:100.000, Vertikaler Maßstab 1:10.000.