

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, XLI. LIEFERUNG
DES GANZEN WERKES 71. LIEFERUNG

I. Über den Gebirgsbau Mittelbündens.

Von **F. Zyndel.**

Mit 4 Tafeln.

II. Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz.

Von **Roman Frei.**

Mit einer Karte in 1 : 1,000,000.



Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1912.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

Am 18. Mai 1912 stellte Herr *Dr. F. Zyndel* das Gesuch, die Kommission möchte das vorläufige Resultat seiner Untersuchungen in Graubünden unter dem Titel: „Über den Gebirgsbau Mittelbündens“ publizieren. Herr *Dr. R. Frei* legte gleichzeitig ein fertiges Manuskript der Untersuchung: „Über die Ausbreitung der diluvialen Gletscher in der Schweiz“ vor und ersuchte ebenfalls um Publikation in den „Beiträgen“.

Die Kommission beschloss den Druck beider Arbeiten.

Für den Inhalt von Text, Karte und Profilen sind die Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im September 1912.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Professor.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

II.

Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz.

Mit einer Karte (Taf. V).

Von

Roman Frei.

(Eingereicht den 15. Juli 1912.)

Die beiliegende Karte der diluvialen Gletscher der Schweizer Alpen wurde im Auftrage meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. A. Heim, für seine in Arbeit begriffene „Geologie der Schweiz“ hergestellt. Da die Schweizerische geologische Kommission den Druck der Karte zu übernehmen sich anerbote, erklärte sich Herr Prof. Heim mit der jetzigen Publikation derselben einverstanden.

Es entspricht wohl einem Bedürfnis, die einstige Ausdehnung der Gletscher auf Grund der neuesten bekannten Tatsachen für die ganze Schweiz graphisch darzustellen. Es existieren zwar bereits schon Gletscherkarten der Schweiz. Vor allem ist da die bekannte Favresche Gletscherkarte zu nennen (44). Diese enthält eine Einteilung nach Gletschergebieten; es sind darin auch Wallmoränen, erratische Blöcke und diluviale Schuttanhäufungen von bedeutender Mächtigkeit eingezeichnet. In bezug auf die Abgrenzung der einzelnen Gletschergebiete leidet sie an dem Übelstand, dass diese durch Linien voneinander scharf getrennt werden. Wenn schon in einer zusammenhängenden Eismasse die verschiedenen Gletscher in Linien an der Eisoberfläche aneinander grenzen, so sind die von den einzelnen Gletschern überschrittenen Gebiete doch nicht so scharf zu trennen, da jene Linien je nach dem Stande der Gletscher hin- und herschwanken und Flächen bestreichen, die bald von dem einen, bald von dem andern Gletscher betreten werden. Dass sich die Gletschergebiete überschneiden, geht aus der Mischung des erratischen Materials der verschiedenen Gletscher hervor. Es war gewiss niemand anders als Favre selbst, der diesen Mangel am besten gefühlt hat; allein die Kenntnisse von der Verbreitung des erratischen Materials waren damals noch zu gering, als dass eine richtige Darstellung der diluvialen Gletscher schon für den ganzen Nordabhang der Schweizer Alpen durchführbar gewesen wäre. Die Karte bezieht sich auch nur auf die grösste Ausdehnung der Gletscher; die Einzeichnung der Gletschergrenze zur letzten Eiszeit wäre ebenfalls nur in beschränkten Gebieten möglich gewesen, wie z. B. im Aargau, wo die grundlegenden Arbeiten Mühlbergs vorlagen (1, 5). Hier hatte Mühlberg bereits auch in einem Kärtchen die Ausbreitung und die Mischung des erratischen Materials der verschiedenen Gletscher dargestellt.

In einer Karte des Südwestarmes des Rhonegletschers von Falsan und Chantre ist die Überdeckung der Gletschergebiete durch sich kreuzende Linien, die die Stromfäden des Eises angeben, zum Ausdruck gebracht worden (43). Diese Karte stellt jedoch ebenfalls nur die grösste Ausdehnung der Gletscher dar. Auf einem Kärtchen der Ausbreitung des Rhone- und Aaregletschers ist von Baltzer (17) zum ersten Male für diese beiden Gletscher letzte und vorletzte Eiszeit auseinander gehalten worden; hier ist auch das Überschneiden der Gletschergebiete angedeutet. In jüngerer Zeit wurden von Penck und Brückner auf verschiedenen kleinen Übersichtskärtchen im Massstab 1 : 700,000 die Grenzen der freien Gletscherränder zur letzten und vorletzten Eiszeit eingetragen (34); es ist darin aber die Unterscheidung nach Gletschergebieten nicht gegeben.

In der vorliegenden Karte, deren Massstab des besondern Zweckes wegen, für den sie hergestellt wurde, leider klein gewählt werden musste, ist nun versucht worden, alle genannten Gesichtspunkte zu berücksichtigen und in einem Bilde die Ausdehnung aller grössern Gletscher der Schweizer Alpen zu den verschiedenen Eiszeiten darzustellen. Es handelte sich also darum, für jeden einzelnen Gletscher die äussersten Grenzen zur letzten und vorletzten Eiszeit und, soweit möglich, auch die Ausdehnungen der ältern Eiszeiten zu bestimmen. Ich stellte mir dabei zur Aufgabe, nur den Weg des in den Haupttälern eines Gletschergebietes gesammelten Eises zu ermitteln; die aus diesen Gebieten abströmenden Eismassen mussten daher von den unterhalb einer bestimmten Linie zum Hauptgletscher stossenden Nebengletschern abgegrenzt werden. Die Aufgabe gestaltete sich daher etwas komplizierter, als wenn diese kleinern Gletscher einfach als Teile des Hauptgletschers aufgefasst worden wären. Aus dieser Komplikation ergaben sich aber auch interessante Resultate in bezug auf das Verhältnis von Hauptgletscher und Nebengletscher, auf das wir unten noch zurückkommen werden.

An der linken Flanke des Rheingletschers wurde die Grenze derjenigen Eismassen bestimmt, die von oberhalb Tamins herkamen; es musste also ihre Ausdehnung im Gebiet des Calfeusentals und des Calanda, im Walensee- und Churfürsten-Säntisgebiet festgestellt werden. An der rechten Flanke wurden dagegen die grossen Gletscherströme aus den unterhalb Chur mündenden Seitentälern (Prättigau, Illtal) noch zum Hauptgletscher gerechnet, und diese Eismassen von den unterhalb Dornbirn zuströmenden Gletschern abgegrenzt. Im Linthgletschergebiet wurde das Eis des Linthtals, das oberhalb einer etwa bei Näfels-Mollis quer über das Tal ziehenden Linie gebildet wurde, auf seinem Wege im Alpenvorland verfolgt; es musste also gegenüber dem Wäggitaler Eis und gegenüber dem Sihl- und Alptalgletscher abgegrenzt werden. Beim Reussgletscher zieht die entsprechende Linie vom Pilatus über die Rigihochnfluh zum Hoh Sel nördlich Schwyz, beim Aaregletscher etwa über die Ausgänge der südlichen Seitentäler des Briener- und Thunerseetales und quer über das Aaretal bei Innertkirchen. Für den Rhonegletscher wurde die Ausbreitung des oberhalb der Rhonemündung in den Genfersee gebildeten Eises bestimmt; das Walliser Eis musste also gegen die Gletscher des Chablais und des Saanegebietes und gegen den Aaregletscher abgegrenzt werden. Beim Tessin- und Tocegletscher zieht diese Linie nördlich Domodossola vorbei und über Maggia bis in die Gegend von Roveredo im Misox, beim Addagletscher über den Lago di Mezzola und von hier nach SE. Sie verläuft hier etwa in der Region der Schneelinie zur letzten Vergletscherung, die nach Penck (34, S. 823) in mindestens 1600 m Höhe lag.

Im Innern des Alpengebietes wurden oberhalb dieser Linien die obern Niveaus der Gletscherstränge nicht eingetragen, da die in der Literatur vorhandenen Höhenangaben meistens zu niedrig sind; die Darstellung wäre im wesentlichen eine Kopie der Favreschen Karte gewesen, die ebenfalls am Mangel von genügenden Höhendaten leidet. Nur in zwei Gletschergebieten sind bis jetzt die obersten Eisgrenzen in allen Teilen gut bekannt, nämlich im Saanegebiet, wo Nussbaums gründliche Untersuchungen vorhanden sind (29), und im Tessingebiet, wo sie Laubensach systematisch verfolgt und kartographisch dargestellt hat (41). Im ganzen übrigen Gebiet sind nur relativ wenige Punkte, an denen die bekannten erratischen Spuren dem ehemaligen obersten Eisniveau entsprechen. Wie sehr die Angaben über die obersten Eishöhen im Gebirge sich im Laufe der Zeit manchmal ändern können, zeigt das folgende Beispiel: Nordöstlich Innertkirchen gibt Favre als oberste Eishöhe 1300 m an; in der Nähe verzeichnet jedoch Arbenz südlich der Genthalthütten Aaremoräne auf mindestens 1700 m (51). Auch an den meisten andern Stellen wird man im Laufe der Zeit die Angaben über die ehemaligen Eishöhen im Sinne einer Erhöhung ändern müssen.

Diese Unsicherheit in der Eishöhenbestimmung im Gebirge ist nur zum Teil durch das Fehlen von systematischen Untersuchungen bedingt, zum andern Teil liegt sie in der Natur der Sache selbst begründet. Alle diese Gebirgstteile lagen zur Zeit, da sich die Gletscher weit im Vorland ausbreiteten, über der Schneegrenze. Hier schieden die Gletscher daher wenig Moränenmaterial aus, das von allen Gletscherspuren die am ehesten beobachtbare ist. Die grösste Masse des Gletscherschuttes in den Alpentälern stammt vielleicht aus den Rückzugsstadien. Zahlreiche Seitengletscher

stiessen zum Gletscher des Haupttales und bildeten dessen Flanken, während dieser mehr in die Mitte des Tales gedrängt wurde. Zu beiden Seiten wurde Material der Seitengletscher abgesetzt, das oft vom Schutte des Anstehenden schwer zu unterscheiden ist; das aus grösserer Entfernung hertransportierte Material des Hauptgletschers gelangte dagegen an den tiefern Partien der Gehänge und in den Talsohlen zur Ablagerung. So wurde durch die Seitengletscher die obere Grenze des erraticen Materials des Hauptgletschers heruntergedrückt. Die Spuren (Moränenmaterial, Gletscherschliffe) der Seitengletscher können aber auch zur Bestimmung der maximalen Eishöhe im Haupttale verwendet werden, da der Seitengletscher mit dem Hauptgletscher zusammen eine einheitliche Eisoberfläche bildete, sobald seine Bewegungsrichtung mit derjenigen des letztern parallel geworden war. Aus den topographischen Verhältnissen der Gegend und der Lage der Gletscherspuren und aus der Richtung der Gletscherschliffe kann die Bewegungsrichtung des Eises, das diese Spuren hinterliess, erkannt werden. Da bei grosser Ausdehnung der Gletscher auf dem Vorland im Gebirge relativ wenig Schutt von den obersten Partien eines Gletscherstromes abgelagert wurde, und weil das abgesetzte Material an den steilen Gehängen nachträglich häufig wieder abrutschte, ist wohl mit Vorteil auf Gletscherschliffe zur Ermittlung des höchsten, vom Eise erreichten Niveaus zu achten; leider sind diese aber schwieriger zu beobachten als der erratiche Schutt. Ein Gletscher modifiziert aber auch die Formen eines Bettes; an vielen Stellen in den Alpen ist der Unterschied des vom Eise geschliffenen Abhangs und der höher gelegenen, nur von der mechanischen Verwitterung bearbeiteten Partien ausserordentlich deutlich (so z. B. am Unteraargletscher). An andern Stellen — und diese kommen für die fernere Bestimmung der Gletscherhöhen wohl ausschliesslich in Betracht — ist dieser Unterschied aber schon verwischt und viel schwerer erkennbar. Im Gebirge sind Gletscherschliffe und Terrainformen für die Ermittlung der einstigen Maximalhöhe des Eises wohl von ebenso grosser, wenn nicht grösserer Wichtigkeit als Moränenmaterial. Im Vorland dagegen dienen Moränen und einzelne erratiche Blöcke fast ausschliesslich als Erkennungszeichen der ehemaligen Gletscherausdehnung.

Im schweizerischen Alpenvorland ist der erratiche Schutt der verschiedenen Herkunftsgebiete ausserordentlich stark gemischt, und auch innerhalb eines einzelnen Gletschergebietes selbst sind sehr oft die Gesteine von der einen Seite des Nährgebietes auf der entgegengesetzten Seite im Ausbreitungsgebiete abgesetzt worden. Diese Mischung des erraticen Materials kann auf die folgenden Arten entstanden sein:

1. durch Hin- und Herschwanken der Gletscher infolge wechselnder Grösse des einen oder andern;
2. durch Mischung des Moränenmaterials in Engpässen, in denen die Stromlinien sich eng zusammendrängten, um unterhalb wieder auseinander zu weichen:
 - a) durch Verrutschen des Schuttes auf der Oberfläche des Gletschers,
 - b) durch stärkeres An- und Abschwellen einzelner Gletscheranteile (besonders da, wo stärkere Seitengletscher in der Gegend der Engpässe einmünden) und Mischung des erraticen Schuttes am Grunde der Gletscher;
3. durch Übereinanderschieben zweier zusammenfliessender Gletscher;
4. durch Aufnahme und Weitertransport des während eines frühern Gletscherstandes abgelagerten Schuttes durch einen andern Gletscher eines spätern Gletscherstandes.

Nach der Verbreitung des Schuttes der Gletschersammelgebiete wurden die Grenzen auf der Karte eingezeichnet. Diese ist also zunächst eine Karte der Verbreitung des erraticen Materials in der Schweiz. Sie gibt zugleich aber auch die von den einzelnen Gletschern einst erreichten äussersten Grenzen an, im Falle der Schutt aus dem Nährgebiet eines Gletschers vom betreffenden Eise selbst an seine heutige Lagerstätte getragen worden ist. Dies hat aber zweifellos in weitaus den meisten Fällen stattgefunden, die Mischung des erraticen Materials kam in der Hauptsache nur auf die unter 1 genannte Weise zustande. Mischung des Moränenmaterials zweier verschiedener Gletscher in Engpässen war nur in einem Fall möglich (Linthgletscher und Walenseearm des Rheingletschers in der Gegend von Weesen). Das Sichhinaufschieben eines Gletschers auf einen andern ist bis jetzt noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden und wird im allgemeinen auch keinen

bedeutenden Unterschied zwischen der Ausbreitung des betreffenden Gletschereises und desjenigen des zugehörigen Schuttes bewirken. Das Weitertransportieren von schon vorhandenem Gletscherschutt durch einen andern Gletscher konnte zweifellos nur in ganz untergeordnetem Grade stattfinden; auf diese Weise verschleppter Schutt konnte im allgemeinen aber nur dann in grosser Distanz von dem Ausbreitungsgebiet des zugehörigen Gletschers abgelagert werden, wenn das Eis des fremden Gletschers ungefähr dieselbe Bewegungsrichtung besass wie dasjenige des eigenen. Auch dieser Faktor fällt daher wohl sehr wenig ins Gewicht. Im allgemeinen dürfen wir annehmen, dass das erratische Material vom Eise seines Ursprungsgebietes an seine heutige Lagerstätte transportiert worden sei, in wenigen Einzelfällen mag der Transport auch noch durch Eis eines andern Gebietes vermittelt worden sein. Eine Karte, die die Verbreitung des erratischen Materials zeigt, gibt daher zugleich auch mit fast derselben Genauigkeit die ehemalige Ausdehnung der Gletscher wieder.

Im folgenden sind die wichtigsten Fundstellen erratischer Spuren wiedergegeben, die für die Konstruktion der Karte Verwendung fanden:

Rheingletscher: Erratische Blöcke am Calanda bis 2070 m (Favre, 44). Schlifffgrenze, gegen welche sich Kare öffnen, auf 2100 m an der Ostseite des Calanda (Penck, 34, S. 427). Dioritblock auf der Panäraalp im Calfeusental. Bei Werdenberg Blöcke auf zirka 1350 m (Gutzwiller, 2, S. 140). Oberste Blöcke des Rheingletschers bei Wildhaus in 1250 bis 1300 m (Gutzwiller, l. c.). Erratisches Material auf 1500 m auf den nördlichen Ausläufern der Drei Schwestern oberhalb der Mündung des Illtals (Penck, l. c.). Am Alpwegkopf obere Gletschergrenze in 1300 m (Forster in Penck, l. c.). Obere Grenze der Rheingletscherblöcke in den Kreidebergen von Oberried in 1220 m (durch Lokalgletscher heruntergedrückt), an der Fähnern in 1250 m (Blumer, 27). Am Ostabhang des Gäbris gegen Schwäbrig zu Grundmoräne in 1140 m (Früh, 16). Am Schauenberg bei Elgg Rheingletschermoräne bis zirka 870 m (Hug, 33). Verstreute alpine Gerölle N Schleithelm am Randen (Schalch, 54). Juliergranit und Oberhalbsteiner Gabbro in Schottermoräne bei Birkingen unterhalb Waldshut (F.)¹⁾. Juliergranit in Schotter der grössten Vergletscherung bei Oedenholz W Leuggern (F.). Juliergranit in der Moräne bei Säkingen (Tschudi, 25). Puntaiglasgranitblöcke bei Gigeren im Weisstannental (Blumer, 36). Verrucano SE Walenstadt, 3 km W Alvier auf 1600 m (Rehsteiner, 20). Bei Lochen unweit Amden Erraticum in 1540 m (Penck nach Wehrli, 34, S. 427). Puntaiglasgranitblock auf dem Klemmeriboden N Sihlbrugg, beim Bau der Wasserleitung der Stadt Zürich gefunden (mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Heim). Zahlreiche Bündnergesteine im Glattal. Puntaiglasgranitblöcke auf dem Zürichberg und in der Gegend von Oerlikon.

Linthgletscher: Erratischer Kalkblock und Sernifitblock bei Wolfsgrub NE Wald auf der Wasserscheide W vom Tössstock auf 1000 m (mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Heim). Verwaschene Moräne bei Fischenthal (Früh, 31). Erratischer Block an der Südseite des Bachtel auf 995 m (Messikommer, 8). Sernifit und Melaphyr in den Moränen bei Seen (Hug, l. c.). Sernifitblöcke auf zirka 600 m beim Hauackerhof N Rümikon (F.). Sernifit in Moräne bei Säkingen (Tschudi, l. c.). Sernifitblock auf 1250 m beim Stöcklikreuz SW Lachen (F.). Sernifitstück auf 1150 m bei Kreuzweid W Einsiedeln (F.). Sernifitblock und Schottermoräne mit Sernifit auf zirka 1100 m bei Raten zwischen Oberägeri und Biberbrücke (F.). Sernifitführende Schottermoräne auf der Ostkante des Zugerberges NE Zugerberg Hohwacht (F.). Kleine Wälle (der letzten Vergletscherung) am Nordabhang des Hoh-Rhonen bis 1030 m (F.). Sernifitblock in der Gegend von Kloster Frauenthal an der Lorze (mündliche Mitteilung meines Freundes Dr. Ed. Bloesch). Moräne mit Sernifitblöcken auf dem Albishorn auf 914 m (F.). Moräne auf 780 m beim Bahnhof Uetliberg, oberste Moräne der letzten Vergletscherung (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. Hug). Moräne auf 630 m nördlich Mutscheller NE Bremgarten, obere Grenze der letzten Vergletscherung (Dr. Hug). Erratischer Block an der Lägern auf 830 m (Mühlberg, 46).

Reussgletscher: Erratische Blöcke auf P. 1393 E Rigihochfluh (Kaufmann, 3, S. 410). Erratische Blöcke auf dem Gätterlipass auf 1200 m (Kaufmann, l. c.). Wallmoräne auf dem Seeboden bis 1050 m (obere Grenze der letzten Vergletscherung). Erratisches Material der vorletzten Ver-

¹⁾ F. bezeichnet eigene Beobachtungen.

gletscherung bei Grossmattstollen E Walchwil bis 1168 m hinauf (F.). Wallmoräne auf dem Zugerberg bis 950 m, obere Grenze der letzten Vergletscherung (F.). Lindenberg, S-Ende W Beinwil, oberste Moräne der letzten Vergletscherung auf 850 m (Bloesch, mündliche Mitteilung). Oberste Moräne der letzten Vergletscherung am Lindenberg bei Sarmentorf auf 650 m (Mühlberg, 51). Moräne der vorletzten Vergletscherung auf dem Lindenberggrücken auf 900 m. Block auf zirka 950 m bei der Holderkapelle SE Malters (Kaufmann, l. c.). (Hier ist die Grenze des erratischen Reussmaterials durch die Seitengletscher des Pilatus heruntergedrückt worden.) Reussprotogin SSW Menznau (mündliche Mitteilung meines Freundes Dr. A. Erni). Gotthardgneisblöcke bei Adelsboden S Zofingen (Kaufmann, l. c.). Vermutlich aus dem Reussgebiet stammende Blöcke beim Lohhof bei Aarburg, auf dem Benken N Aarau, bei Densbüren (Mühlberg, 1). Windgällendorphyr auf dem Bruggerberg (Favre, 19). Windgällendorphyr an der Malzhalde an der Nordseite der Lägern (Escher von der Linth in Mühlberg, l. c.). Windgällendorphyr im Schotter bei Oedenholz W Leuggern (Mühlberg, l. c.).

Aaregletscher: Moräne auf zirka 1700 m S Gentalhütten NE Innertkirchen (Arbenz, l. c.). Auf dem Beatenberg vereinzelte Blöcke bis 1350—1400 m (Beck, 40). Aaremoräne auf 1200 m N Sigriswil (Beck, 53). Erratische Blöcke am Gurnigel bis 1320 m (Favre, 19, S. 31). Moräne auf der Bütschelegg auf 1058 m (Baltzer, 17). Moräne auf dem Gurten bei Bern auf 860 m (Baltzer, l. c.). Aaregneisblöcke auf zirka 1300 m bei Vorder-Horrenegg N Sigriswilergrat (Beck, l. c., nach Antenen). Habkerngranit auf Hinter-Rämisgummen (Gegend von Eggwil) in 1280 m (Antenen). Aaregneise in 1050—1130 m auf dem mittlern und hintern Steinboden (Gegend von Eggwil (Antenen). Habkerngranitblock in Langnau (Antenen). Exotischer Granit im Krachengraben S Menzberg auf 920 m (Erni, mündliche Mitteilung). Quarzsandstein mit Nummuliten im obersten Teil des Hornbachgrabens auf 1050 m (Erni). Habkerngranite bei Dürrenroth SW Huttwil (Erni). Habkerngranite bei Triengen und Büren in der Gegend von Sursee (Mühlberg). Grindelwalder Marmor auf dem Tanzplatz W Kulm (Frey, 28). Aaregletschermoräne SE Sachseln auf 1350 m (oberes Niveau durch Seitengletscher herabgedrückt) (Arbenz, l. c.). Aaregletschermoräne auf dem westlichen Teil des Bürgenstocks (Buxtorf, 39).

Rhonegletscher: Obere Gletschergrenze an der Westseite der Dent de Morcles auf 1650 m (Favre, 19). Kohlsandsteinblock bei Champ Perrénaz bei Monthey auf 1620 m (Lugeon, 18). Valorcinekonglomerat bei Ottenleue-Bad an der Südseite der Pfeife (Gilliéron, 6). Valorcinekonglomerat auf Flühlimatt bei Rüti, östlich Guggisberg (Nussbaum, 35). Eckige bis schwach abgerundete Geschiebe von Chlorit in Schotter in der Nähe von Heimenschwand NNE Thun (Antenen). Smaragditgabbro in der Gegend von Eggwil (Baltzer, l. c.). Valorcinekonglomeratblock an der Strasse zwischen Trub und Trubschachen (Antenen). Smaragditgabbro im Laternengraben bei Rafrüti N Langnau (Baltzer, l. c.). Smaragditgabbro im Wittenbachgraben auf 840 m, im Waldmattbach S Eriswil auf 850 m, im Quellgebiet der Luthern ob Bodenenzi auf 950 m, im Riedbachtal SW Menznau auf 720 m, N Willisau am NW-Fuss des Buttenberges (Erni, mündliche Mitteilungen). — Arkesinblock bei Gittaz-dessus SW St^e-Croix auf zirka 1300 m (Jaccard, 9). Obere Grenze der erratischen Blöcke am Chasseron auf 1446 m (Favre, Recherches géologiques). Höchster Punkt der Stirnmoräne (der letzten Vergletscherung) am Chasseron in 1233 m (Renevier, Bull. soc. vaud. sc. nat., XVI, 1879). Gneisblock auf dem Mont Damin E La Chaux-de-Fonds in 1400 m (Otz, zitiert in Favre, 19, S. 18). Oberes Niveau der Gletscher in der Gegend von Aarau in 850 m (Mühlberg, 37). Chloritgneis bei Eidgenossenhaus und Oedenholz W Leuggern (Mühlberg). Rhone(?)material auf 550 m bei Birkingen (F.). Moräne bei Unter-Schward E Liestal (Mühlberg, 11). Quarzitblock an der Burghalden bei Liestal (Strübin, 23). — Im Chablais sollen südlich Thonon Granitblöcke bis zum Gipfel des Mont d'Hermone (1407 m) emporsteigen; Rhoneblöcke liegen bei Morzine im Drancetal, westlich dieses Ortes liegt ein solcher auf 1100 m (aus Favres Manuskript, im Archiv der Schweizerischen geologischen Kommission deponiert). Rhoneblöcke auf dem Col du Corbier W Abondance auf 1150—1200 m (Favre et Scha'rdt, 7).

Die östliche und nördliche Grenze des Rheingletschers wurde nach Pencks Kärtchen des Rheingletschers (34) und nach Regelman (49) gezeichnet, die Jungmoränengrenze vom

Randen aus gegen S nach Hug (33 und 47). Die häufigen Bündnergesteine im Glattal, auf dem Zürichberg und in der Gegend von Oerlikon sind wahrscheinlich zur letzten Vergletscherung vom Walenseearm des Rheingletschers hierher gebracht worden. Die linksseitige Grenze dieses Gletscherarmes lässt sich jedoch sowohl für die letzte, als auch für die vorletzte Vergletscherung noch nicht mit Sicherheit ermitteln. Die Grenze der Gletscherstirn des Linthgletschers zur letzten Eiszeit wurde nach der geologischen Karte der Lägernkette (46) eingezeichnet, die westliche Grenze zur vorletzten Vergletscherung nach Mühlbergs Angaben in der geotektonischen Skizze der nordwestlichen Schweiz (45), die auch für die Abgrenzung der übrigen Gletscher Verwendung fand. Unsicherheit über die Grenzen der letzten und vorletzten Vergletscherung herrscht noch an der rechten Gletscherflanke gegenüber dem Ausgang des Linthtals und im Tösstal. Die verwaschene Moräne bei Fischenthal stellt wohl kaum den Maximalstand der letzten Vergletscherung dar. Die nordöstliche Grenze des Linthgletschers vom Irchel bis in den Klettgau ist ebenfalls noch wenig bekannt. Die Würmgletschergrenze des Reussgletschers wurde nach Mühlbergs Spezialkarten (48, 50, 51) eingetragen, die Gletschergrenze von der Gegend von Dagmersellen bis in die Nähe von Malters, nach Angaben meines Freundes Dr. A. Erni. Die Grenze der letzten und vorletzten Vergletscherung ist im Gebiete des Entlebuch nicht sicher zu bestimmen; ebenso kennt man die äusserste Grenze des Reussgletschers zur Zeit seiner grössten Ausdehnung im NW und N noch nicht. Für die Grenzbestimmung des Aaregletschers im Aaretal zur letzten Eiszeit benützte ich die Angaben von Brückner (34) und Frey (28) für die rechte Flanke und diejenigen von Baltzer (l. c.) und Nussbaum (35) für die linke Flanke. Die Abgrenzung des Unterwaldner Armes ist noch unsicher, da die seitlich zuströmenden Gletscher die Grenze des Aarematerials herunterdrückten.

Über die Grenze des Rhonegletschers von den Freiburger Alpen bis Wangen a. A. existieren neuere Arbeiten von Nussbaum (29, 32, 35, 38). Die Würmgletschergrenze des Rhonegletschers vor dem Jaun- und Javrozthal scheint noch nicht genau bekannt zu sein, ebenso herrscht noch Unsicherheit in bezug auf die Ausdehnung der vorletzten Vergletscherung vom Unterwallis bis zur Pfeife. Auch über die Lage der Würmgletschergrenze in der Gegend von Bern hat man sich noch nicht einigen können. Die Ausdehnung des Rhonegletschers im Napfgebiet wurde im Jahre 1911 durch Dr. A. Erni genauer bestimmt. Die nordwestliche Grenze der grössten Vergletscherung wurde im ganzen nach Favres Karte, in Einzelheiten nach der Zusammenstellung Brückners (34, S. 485 u. ff.), unter Berücksichtigung der topographischen Verhältnisse, gegeben. Durch Vergleich der bekannten Höhendaten ergab sich, dass eine ganze Anzahl von Jurabergen, vom Fricktal bis in die Gegend von Pontarlier, über das Eis emporgeragt haben musste. Für die Grenze am Südostrand des Jura wurden die Angaben von Du Pasquier (10), Baltzer (l. c. Kärtchen des Rhonegletschers) und Brückner (l. c., S. 482 und 550) verwendet. Von Vallorbe bis in die Gegend von Genf ist die Grenze noch recht unsicher; die Höhe, die der Rhonegletscher hier erreichte, ist noch nicht bekannt, da die Grenze des alpinen Erratikums durch die lokalen Juragletscher heruntergedrückt wurde. Auch südlich vom Genfersee bleibt im einzelnen die Rhonegletschergrenze noch zu bestimmen; am Mont Salève mag der Gletscher zur letzten Eiszeit wohl 1000—1100 m Höhe erreicht haben. Auch die Abgrenzung gegen den Arvegletscher ist noch der Revision bedürftig. Wahrscheinlich lag, ähnlich wie bei den übrigen Gletschern, die Grenze zwischen Rhonegletscher und Arvegletscher nicht immer am gleichen Ort, sondern schwankte hin und her. Bei kleinem Stande des erstern ist der Arvegletscher wohl bis in die Gegend von Genf vorgestossen.

Von den Nebengletschern sind bis jetzt nur wenige genauer bekannt; ich habe deshalb nur die beiden grössten, den Säntis- und den Saanegletscher, eingetragen. Für den Säntisgletscher liegen Gutzwillers Untersuchungen vor (2, 4). Da das Moränenmaterial dieses Gletschers keine charakteristischen Leitgesteine enthält, ist seine Abgrenzung gegen den Rheingletscher im N noch etwas unsicher. Das vom Säntisgletscher zur Zeit seiner grössten Ausdehnung besetzte Gebiet zwischen Trogen, Appenzell und Herisau, in dem auf Gutzwillers Karte (2) vereinzelte Rheingletscherblöcke verzeichnet sind, habe ich dem Rheingletschergebiet der vorletzten Vergletscherung zugeteilt; es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass auch zur letzten Vergletscherung

Bündner Eis über Eggerstanden und Stoss ins Sittertal eingedrungen ist. Bei der Eintragung der Grenzen des Saanegletschers benützte ich Nussbaums Untersuchungen.

Für die Eintragung der Gletscher des Südabhanges der Alpen stützte ich mich hauptsächlich auf die Angaben Pencks, der systematisch letzte und vorletzte Vergletscherung auseinandertreibt (34, Bd. III), nachdem diese Unterscheidung schon 1894 versucht worden war (15). Ausserdem benützte ich noch die Arbeiten von Sacco (12, 13, 14), Moebus (22) und Wilmer (24). Tessin- und Tocegletscher wurden mit einer einzigen Farbe dargestellt, weil nach den jetzigen Kenntnissen die beiden noch nicht genau gegeneinander abgegrenzt werden können. Die Grenze zwischen Tessin- und Addagletscher im Luganerseegebiet schwankte zweifellos etwas hin und her; die in der Karte gegebene, einfache Linie ist daher ungenau. Zur richtigen Darstellung sind aber noch weitere Untersuchungen erforderlich.

Auf der vorliegenden Karte wurde das **Areal der Gletscher** mit Hilfe des Amsler-Laffonschen Planimeters bestimmt. Bei der Umrechnung wurde die Verzerrung des Massstabes durch verschiedene Dehnung des Papiers in zwei senkrecht aufeinanderstehenden Richtungen in Berücksichtigung gezogen. Jede Fläche wurde mehrmals gemessen und aus den verschiedenen Messungen das arithmetische Mittel genommen. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Messungen einer bestimmten Fläche waren jeweils verschwindend klein, so dass der Inhalt der eingezeichneten Fläche geometrisch wohl ziemlich genau bestimmt ist. Die Resultate sind daher in der Hauptsache nur mit den geologischen Fehlern, die leider unvermeidlich sind, behaftet. Die auf diese Weise ermittelten Areale sind die folgenden:

Rheingletscher (inkl. Säntisgletscher):

1. Alpines Einzugsgebiet (bis zur Linie Speicher-Dornbirn, inkl. Vorarlberger Täler)	7700 km ²
2. Ausseralpines Ausbreitungsgebiet zur letzten Vergletscherung, ohne Walenseearm	5800 „
3. Ausbreitungsgebiet zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des unter 2. genannten Gebietes und ausserhalb des Linth-Rheingletschers	2100 „
4. Ausseralpines Ausbreitungsgebiet des ganzen Rheingletschers (inkl. Walenseearm) zur letzten Vergletscherung	6600 „
5. Ausbreitungsgebiet des ganzen Rheingletschers zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des unter 4. genannten Gebietes	3100 „

Linth-Rheingletscher (Linthgletscher und Walenseearm des Rheingletschers):

1. Alpines Einzugsgebiet (bis zum Ausgang des Linthtals, inkl. Weisstannental und übrige Walenseetäler, Wägital, Sihl- und Alptal bis Einsiedeln)	1400 „
2. Ausseralpines Ausbreitungsgebiet zur letzten Vergletscherung	1450 „
3. Ausbreitungsgebiet zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des unter 2. genannten Gebietes	1100 „

Rhein- und Linthgletscher:

1. Alpines Einzugsgebiet	9100 „
2. Ausseralpines Ausbreitungsgebiet zur letzten Vergletscherung	7250 „
3. Ausbreitungsgebiet zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des unter 2. genannten Gebietes	3200 „

Reussgletscher:

1. Alpines Einzugsgebiet (Reusstal und Unterwaldnertäler bis zur Linie Pilatus-Rigihochfluh-Hoh Sel N Schwyz)	2100 „
2. Ausseralpines Ausbreitungsgebiet zur letzten Vergletscherung (ohne Nunataker)	1500 „
3. Ausbreitungsgebiet zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des unter 2. genannten Gebietes	750 „

Aaregletscher:

1. Alpines Einzugsgebiet (bis zu einer von der Kander mündung quer über das Aaretal verlaufenden Linie)	2450 „
2. Ausbreitungsgebiet zur Zeit der grössten Ausdehnung des Rhonegletschers ausserhalb des unter 1. genannten Gebietes	1200(?) „

Rhonegletscher:

1. Alpines Einzugsgebiet: bis zum obern Genfersee-Ende	5400 km ²
Saane- und Sensegebiet	1000 "
Chablais	660 "
• Ganzes alpines Einzugsgebiet	<u>7060 km²</u>
2. Nordostarm zur letzten Vergletscherung (NE der Linie Villeneuve-Lausanne-Vallorbe)	4300 "
3. Nordostarm zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des unter 2. genannten Gebietes, inkl. Jouxthal und Gegend von Les Rousses, ohne Juranunataker	5950 "
4. Südwestarm zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des Gletschergebietes zur letzten Vergletscherung	2350 "
5. Südwestarm zur vorletzten Vergletscherung (SW der Linie Villeneuve-Lausanne-Vallorbe): Südwestlich der Linie St. Maurice-Villeneuve-Lausanne-Vallorbe nach Baltzer (l. c.)	8330 "
Rhonetal S der Linie St. Maurice-Villeneuve	320 "
Chablaistäler	<u>660 "</u>
Ausseralpines Gebiet des Südwestarmes zur vorletzten Vergletscherung	7350 km ²
6. Nordostarm zur vorletzten Vergletscherung	10250 "
7. Ausseralpines Ausbreitungsgebiet des ganzen Rhonegletschers zur letzten Vergletscherung	9300 "
8. Ausseralpines Ausbreitungsgebiet des ganzen Rhonegletschers zur vorletzten Vergletscherung	17600 "

Da am Südabhang der Alpen die Schneegrenze zur letzten und vorletzten Vergletscherung im Innern des Alpengebietes verlief, wurde hier versucht, die Areale des Nähr- und des Abschmelzgebietes zu bestimmen. Unsere Kenntnisse über den damaligen Verlauf der Schneelinie sind aber noch recht gering, die gegebenen Zahlen sind daher nur rohe Annäherungswerte. Die geringe Differenz in der Grösse des Abschmelzgebietes zur letzten und vorletzten Vergletscherung zeigt, dass auch das Nährgebiet bei beiden Vergletscherungen ungefähr dasselbe war.

Tessin- und Tocegletscher:

1. Einzugsgebiet (mit Einschluss der über die Schneegrenze hinauftragende Nunataker):	3850 km ²
2. Abschmelzgebiet zur letzten Vergletscherung	2400 "
3. Abschmelzgebiet zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des unter 2. genannten Gebietes	100 "

Addagletscher:

1. Einzugsgebiet	3200 "
2. Abschmelzgebiet zur letzten Vergletscherung	1500 "
3. Abschmelzgebiet zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des unter 2. genannten Gebietes	150 "

Ogliogletscher:

1. Einzugsgebiet	ca. 1100 "
2. Abschmelzgebiet zur letzten Vergletscherung	ca. 600 "
3. Abschmelzgebiet zur vorletzten Vergletscherung ausserhalb des unter 2. genannten Gebietes	ca. 60 "

Bei einem Vergleich der Gletscher des Nordabhangs der Schweizeralpen mit den ostalpinen springt ein Unterschied in der Form sofort in die Augen. Die ostalpinen Gletscher breiteten sich meist in schöner Fächerform auf dem Vorland aus, die schweizerischen Gletscher besaßen eine unregelmässige Gestalt, hauptsächlich zur vorletzten, grössten Vergletscherung. Am reinsten ist die Fächerform noch beim Rheingletscher ausgeprägt, immerhin ist zur vorletzten Vergletsche-

zung seine Stirn im NW von der schwäbischen Alp etwas eingedrückt worden. Im schweizerischen Mittelland fanden die Gletscher keinen Platz zur ungehinderten Ausbreitung; als hoher Wall stellte sich der Jura dem Rhonegletscher entgegen und drängte ihn nach rechts und links ab. Einschnitte zwischen Gletschergebieten bewirkten das Übertreten von Eis in fremde Gebiete (Walensee, Brünig). So verschmolzen die Gletscher miteinander und beeinträchtigten sich gegenseitig in ihrer natürlichen Formentwicklung. Ein anderer hervorstechender Unterschied gegenüber den ostalpinen Gletschern ist die intensive Überschneidung der Ausbreitungsgebiete der schweizerischen Gletscher als Folge von starken Gletscherschwankungen, die sich in der Mischung der erratischen Gesteine besonders auffallend im Aargau kundgibt. So gehört z. B. das Reusstal von Mellingen-Bremgarten zum Ausbreitungsgebiet des Reussgletschers der letzten und vorletzten Vergletscherung und zu demjenigen des Linthgletschers der vorletzten Vergletscherung; die Gegend von Killwangen wurde vom Linthgletscher in der letzten, vom Rhein- und Reussgletscher in der vorletzten Vergletscherung betreten; über das Gebiet SE Zofingen schritten Rhone-, Aare- und Reussgletscher zur vorletzten Eiszeit usw. Als bei der vorletzten Vergletscherung alle Gletscher zu einer einzigen Eismasse verschmolzen waren, schwankten die Grenzen zwischen den einzelnen Gletschern besonders intensiv hin und her. Da die Eismasse zwischen Alpen und Jura eingeeengt war, konnte sich das An- und Abschwellen eines Gletschers nicht an einem freien Eisrande äussern, sondern es kam in Verschiebungen der Grenzlinie gegenüber den Nachbargletschern zum Ausdruck. Beim Sinken der Schneegrenze wird bei grossen Gletschern eine grössere Fläche dem Nährgebiet einverleibt als bei kleinern, ebenso geht beim Steigen der Firnlinie bei jenen eine grössere Fläche dem Nährgebiet verloren; dieselben Schwankungen der Schneegrenze bewirken demnach bei grossen Gletschern intensivere absolute Schwankungen des Gletscherareals als bei kleinen. Linth- und Aaregletscher, als kleine Nachbarn des grossen Rhein- resp. des Rhonegletschers sind daher am stärksten durch diese in ihrer Form und Ausdehnung beeinflusst worden. Ein Sinken der Schneegrenze bewirkte ein starkes Wachstum des Rhein- und Rhonegletschers, beim Maximum der grössten Vergletscherung wurden Linth- und Aaregletscher zum Teil aus ihren Tälern verdrängt und gezwungen, ins Gebiet des Reussgletschers überzutreten. Beim Steigen der Firnlinie zogen sich die grossen Gletscher rasch aus ihren äussersten Stellungen zurück, die kleinern waren jetzt von dem seitlichen Druck befreit und folgten unmittelbar den grössern auf das von ihnen soeben verlassene Gebiet. Ein Steigen der Firnlinie bewirkte in den ersten Stadien einen starken Rückzug der grossen Gletscher und einen gleichzeitigen Vorstoss der kleinern. Diese intensiven Schwankungen der Trennungslinien zwischen den Eismassen der verschiedenen Gletschergebiete hätten nicht stattgefunden, wenn sich die Gletscher auf einem offenen Vorland hätten ausbreiten können. Die besondere Gestalt des schweizerischen Alpenvorlandes hatte also nicht nur Einfluss auf die Form der Gletscher, sondern sie verursachte auch die intensiven seitlichen Schwankungen und die daraus resultierende intensive Mischung des erratischen Materials.

Die Gestalt des Vorlandes hatte aber auch Einfluss auf die Grösse der Gletscher. Das schönste Beispiel dafür ist der Rhonegletscher der vorletzten Eiszeit. Dieser wurde durch den Jura an seiner freien Ausdehnung gegen NW gehindert und genötigt, senkrecht zu seiner ursprünglichen Bewegungsrichtung nach NE und SW abzufließen. Es entstand dadurch eine Stauung der aus dem Rhonetal ausströmenden Eismassen, durch welche das Eisniveau gehoben wurde. Diese Stauung drückt sich in dem minimalen Gefälle der Gletscheroberfläche aus: in der Gegend von Genf und an dem ca. 150 km entfernten Chasseral reichte das Eis bei der vorletzten Vergletscherung bis in 1300 m Höhe und dazwischen am Chasseron lag die Gletscheroberfläche nur 150 m höher; das ergibt ein Gefälle von ca. 3 ‰ vom Chasseron gegen NE und ein solches von nur ca. 1.5 ‰ nach SW. Es ist selbstverständlich, dass hier die Geschwindigkeit der Eisbewegung viel geringer war, als z. B. beim Reuss-, Linth- oder Rheingletscher zur letzten Eiszeit, die, ohne Einbeziehung der steilen Randzone, ein Gefälle von 7—10 ‰ besaßen. Der Rhonegletscher der grössten Vergletscherung stellt sich im Mittellande als ein ungeheurer Eissee dar. Durch die Stauung wurde ein grosser Teil der Eisoberfläche über die Schneegrenze emporgehoben, wie es

bereits Brückner ausgeführt hat (l. c. S. 493). Infolge dieser bedeutenden Verkleinerung des Abschmelzgebietes und Vergrösserung des Nährgebietes nahm der Rhonegletscher eine ganz ausserordentliche Ausdehnung an; bei dem geringen Oberflächengefälle bewirkte eine kleine Senkung der Firnlinie eine grosse Zunahme des Gletscherareals. Der Eisseewall scholl an, bis er durch die Lücken und Pässe der randlichen Juraketten überfloss, wobei das Eis weit nach NW vordrang. Das starke Gefälle der Gletscheroberfläche im Jura (15—30 ‰ nach Brückner, l. c. S. 491), verglichen mit der beinahe horizontalen Eisfläche im Mittelland vervollständigt das Bild eines hochgestauten, über seine Ränder überfließenden Sees. Ein Vergleich der Verhältnisse der ausseralpinen Areale der einzelnen Gletscher zu den zugehörigen alpinen Einzugsgebieten bestätigt, dass für die Ausdehnung des Rhonegletschers noch ein besonderer Faktor hinzugetreten sein musste:

	Alpines Einzugsgebiet	Ausseralpine Ausbreitung	
		zur letzten Vergletscherung	zur vorletzten Vergletscherung
Rhein- und Linthgletscher	1	0.8	1.15
Reussgletscher	1	0.7	1.07
Rhonegletscher	1	1.3	2.5

Abschmelzgebiet zur letzten und vorletzten Vergletscherung verglichen mit dem Nährgebiet zur letzten Vergletscherung ergibt für die Gletscher des Südabhanges folgende Werte:

	Einzugsgebiet	Abschmelzgebiet	
		zur letzten Vergletscherung	zur vorletzten Vergletscherung
Tessin- und Tocegletscher	1	0.63	0.66
Addalgletscher	1	0.47	0.51

Die relative Ausdehnung des Rhonegletschers zur vorletzten Eiszeit ist mehr als doppelt so gross als bei den übrigen Gletschern; es geht daraus hervor, dass noch ein grosser Teil des ausseralpinen Ausbreitungsgebietes dem Nährgebiet des Gletschers angehörte, dass also Brückners Auffassung richtig ist. Die relative Ausdehnung des Rhonegletschers ist auch noch zur letzten Eiszeit recht gross; auch damals bewirkte noch die Stauung am Jura Vergrösserung des Gletscherareals.

Aus den für die übrigen Gletscher des Nordabhanges gegebenen Verhältniszahlen ergibt sich ferner, dass wahrscheinlich auch bei diesen noch ein Teil der Oberfläche des Vorlandeises ins Nährgebiet einbezogen war; denn, da bei den heutigen Gletschern der Ostalpen das Verhältnis von Abschmelzgebiet zu Nährgebiet etwa gleich 1:3 ist (34, S. 1151), sind die oben gegebenen Verhältniszahlen zweifellos grösser als die wirklichen Verhältnisse zwischen Abschmelzgebiet und Nährgebiet der diluvialen Gletscher. Wir können daraus schliessen, dass am Nordabhang der Schweizeralpen die Schneegrenze wahrscheinlich auf der Eisoberfläche im Vorland verlief.

Bei der Konstruktion der Karte traten interessante **Beziehungen zwischen Haupt- und Nebengletschern** zu Tage. An mehreren Stellen ist konstatiert worden, dass das Eis der grossen Gletscher in die Täler der Nebengletscher eindrang. So sandte der Rheingletscher je einen Arm in das Calfeusental und ins Weisstannental den aus diesen Gebieten herströmenden Eismassen entgegen. Dagegen scheint ihm der Churfürsten- und Säntisgletscher auf dem Passe von Wildhaus das Eintreten ins Toggenburg verwehrt zu haben (2). Der Rhonegletscher drang weit ins Tal der Kalten Sense und ins Javrozthal ein; der stärkere Saanegletscher hinderte ihn dagegen am Eintritt ins Saanetal. Sobald sich das Eis der grossen Gletscher zurückzog, stiessen die kleinen Gletscher in allen diesen Tälern vor, der Saanegletscher trat noch ins Vorland hinaus. Ganz ausserordentlich tief scheint das Rhoneeis in die Drancetäler des Chablais eingedrungen zu sein. Die kristallinen Gesteine im Tal von Abondance sind allerdings vielleicht auch über den Pass von Morgins W Monthey hierher transportiert worden. Dagegen scheint es mir wahrscheinlicher, dass die von Favre notierten kristallinen Rhonegesteine bei Morzine eher von der Genferseeseite hergetragen worden sind, als dass sie von SW her, aus dem Arvegebiet, den Pass zwischen Morzine und Taninges überschritten hätten. Bei Taninges bildeten die Eismassen aus den Kalkgebieten des M. Ruan Tour, des Cheval Blanc und P. Pelouse die rechte Flanke des Arvegletschers, kristalline

Gesteine hätten diesen Kalkschutt führenden Gletscherteil überschreiten müssen; ausserdem war am Eingang ins Drancetal der Druck des Rhonegletschers, der zur grössten Vergletscherung das Eis in der entgegengesetzten Richtung bis Waldshut zu schieben vermochte, wohl gross genug, um einen Gletscherarm dem Drancegletscher entgegen, zeitweise bis in den Hintergrund des Drancetales vorzusenden.

Von den Gletschern des Nordabhangs der Schweizer Alpen verdienen zwei noch näher behandelt zu werden, nämlich der **Linth-** und der **Aaregletscher**.

Das Gebiet des Linthgletschers wird gewöhnlich bestimmt nach dem Vorkommen von Sernifit im Erratikum. Dies hat zweifellos seine Berechtigung bei Bestimmung der Ausdehnung des Linthgletschers gegenüber dem Reussgletscher. Sernifit findet sich aber auch anstehend südlich vom Walensee, wo er vom Walenseearm des Rheingletschers aufgenommen werden konnte. Gegenüber dem Rheingletscher ist Sernifit daher nicht Leitgestein; gegenüber diesem Gletscher ist das Linthgletschergebiet nur mit Hilfe von Taveyannazsandstein und Kärpfmelaphyr abzugrenzen. Eine Vorstellung von der wirklichen Grösse des Linthgletscheranteils am vereinigten Linth-Rheingletscher kann eine Vergleichung des Areal des alpinen Einzugsgebietes und des Ausbreitungsgebietes mit den entsprechenden Arealen des Rhein- und Linthgletschers zusammen geben. Rechnet man zum alpinen Einzugsgebiet des Linthgletschers das Linthtal, Wäggital, Sihl- und Alptal bis Einsiedeln und nimmt das Areal desselben (950 km²) als Einheit an, so ist das Ausbreitungsgebiet des Linth-Rheingletschers zur Würmeiszeit = 1.5, zur vorletzten Eiszeit = 2.7. Rechnet man zum alpinen Einzugsgebiet dagegen noch die Täler südlich vom Walensee, mit Einschluss des Weisstannentals (450 km²), so sind die entsprechenden Verhältniszahlen 1.0 resp. 1.8. Setzen wir den Fall, der Rheingletscher hätte kein Eis ins Linthgebiet hinübersenden können und die Walenseetäler hätten nicht in Verbindung mit dem Linthtal gestanden, so wäre das ausseralpine Areal des Linthgletschers, die gleichen Proportionen wie in der Grösse der entsprechenden Gebiete des Rhein- und Linthgletschers zusammen oder des Reussgletschers vorausgesetzt, 660—760 km² zur letzten Vergletscherung und 1000 bis 1100 km² zur vorletzten Vergletscherung gewesen, d. h. der Linthgletscher hätte im Vorland kaum halb so viel Raum als Linthgletscher und Walenseearm des Rheingletschers zusammen eingenommen. Hätten die Walenseetäler ebenfalls Eis ins Linthgebiet geliefert, so hätte der Linthgletscher eine Grösse von 1000—1100 km² zur letzten und eine solche 1500—1600 km² zur vorletzten Vergletscherung erreicht, das ist zirka $\frac{2}{3}$ resp. $\frac{3}{5}$ des Areal des Linth-Rheingletschers; sogar in diesem Fall hätte der Linthgletscher zur letzten Vergletscherung kaum bis Zürich gereicht. Da in der Moräne von Seen bei Winterthur neben Sernifit auch Taveyannazsandstein und Melaphyr vorkommt (33), der Linthgletscher aber wohl nie hierher hat gelangen können, ist zu schliessen, dass Taveyannazsandstein und Melaphyr beim Zusammenfluss des Linth- und Rheingletschers bei Weesen auf den letztern gelangten und von ihm in die Gegend von Winterthur verfrachtet worden sind. Bei der grössten Ausdehnung der vorletzten Vergletscherung war der Walenseearm des Rheingletschers so mächtig angeschwollen, dass er den Linthgletscher fast vollständig ins Reussgebiet hinüberdrängte; der grösste Teil desselben floss durch die Lücke zwischen Albis und Hoh Rhonen ab, ein anderer überstieg die Höhen SW Lachen und den Etzelpass oder benützte die Lücke von Biberbrücke und zog, südlich vom Hoh Rhonen vorbei, durch das Aegeriseegebiet ab.

Über die Ausdehnung des Aaregletschers ist man noch verhältnismässig wenig orientiert, seine Grenzen zur vorletzten Eiszeit sind eigentlich fast unbekannt. Ein Teil desselben floss damals über den Brünig ab, ein anderer betrat das Gebiet des Emmentals, im Aaretal stiess er nach dem Rückzug des Rhonegletschers noch über Bern hinaus vor (Nussbaum). Da in seinem Nährgebiet wenig Gesteine vorhanden sind, die sein Moränenmaterial gut von demjenigen anderer Gletscher unterscheiden, ist die Bestimmung seiner einstigen Ausdehnung ziemlich schwierig. Das Eis aus dem Haslital floss wohl fast vollständig über den Brünig ab, das Eis aus den übrigen Tälern des Berner Oberlandes nahm seinen Weg gegen Thun; dies geht aus den in der Talrichtung abnehmenden Höhen der erratischen Spuren hervor. Beim Maximum der grössten Vergletscherung lag aber unterhalb Thun der Rhonegletscher quer über dem Aaretal und versperrte dem Aaregletscher den Weg nach NW. Dieser musste nach NE ins Gebiet des obern Emmentals

ausweichen, wo seine Anwesenheit durch erratische Blöcke bis in die Höhe von 1280 m in der Gegend von Eggwil nachgewiesen ist. Die Eisoberfläche lag hier wohl in mindestens 1300 m. Die aus den Alpentälern zuströmenden Eismassen konnten hier jedoch noch nicht abschmelzen, da die Gletscheroberfläche vollständig über der Schneegrenze lag. Die tiefsten Punkte der Wasserscheide gegen das Entlebuch erreichten aber die Höhe der Eisoberfläche nicht; es folgt daraus mit Notwendigkeit, dass der Aaregletscher bei der grössten Ausdehnung des Rhonegletschers durch das Entlebuch hinunter seinen Weg nach NE nahm. Wenn im Entlebuch bis jetzt noch keine Gesteine des Aaregebietes gefunden worden sind, kann dies bei der Armut des Aaregletschers an Leitgesteinen noch kein Grund gegen diese Ansicht sein. Eingehende Untersuchungen wurden in diesem Gebiete seit den Zeiten Kaufmanns nicht mehr gemacht. Ein grosser Teil der Moränenmassen an der rechten Talseite im Entlebuch, die bis jetzt den kleinen Lokalgletschern zugeschrieben wurden, kann sehr wohl vom Aaregletscher abgelagert worden sein. Da das Eis des Haslitals mit dem Schutt der kristallinen Gesteine über den Brünig abzog, war die rechte Flanke des Gletschers von Eis gebildet, in dessen Nährgebiet ungefähr dieselben Gesteine anstehen wie im Herkunftsgebiet der kleinen Gletscher des Entlebuch. Die Habkerngranite in der Gegend von Sursee sind vielleicht durch das Entlebuch hinunter, östlich vom Napf vorbei, transportiert worden. Aus den neuen, noch nicht publizierten Untersuchungen meines Freundes, Dr. A. Erni, geht hervor, dass ein Teil des Aaregletschers auch an der Nordseite des Napf vorbeigestrichen ist. Da hier die typischen Rhoneblöcke nur bis in eine gewisse Höhe reichen, oberhalb welcher andere, sehr wahrscheinlich nur dem Aaregebiete entstammende Blöcke vorkommen, schliesst Erni mit Recht, dass beim Maximum der vorletzten Vergletscherung zwischen Napf und Rhonegletscher noch ein schmales Band von Aareis, das bis zirka 1100 m hinaufreichte, gelegen habe. Der Napf bildete somit einen Nunataker im Aareeis. Die Entwicklung dieses eigenartigen Zustandes kann man sich ungefähr folgendermassen denken: Als zur grössten Vergletscherung das Rhonegletscherende beim Genfersee angekommen war, mochte der Aaregletscher etwas unterhalb Thun geendet haben; er drang schon über Bern hinaus vor, als der Rhonegletscher etwa das Gebiet der Neuenburger Seengruppe einnahm. Bei weiterm Sinken der Schneelinie berührten sich schliesslich die beiden Gletscher; aus schon genannten Gründen drängte der stärkere Rhonegletscher den Aaregletscher allmählich nach rechts in das Gebiet der Emmentäler und schob ihn gegen den Napf. Als dann Rhoneeis quer über die Wasserscheide östlich Schwarzenburg ins Aaretal herüberkam, musste die Hauptmasse des Aaregletschers durch das Entlebuch abfliessen. Beim Steigen der Schneegrenze folgte der vom Seitendruck entlastete Aaregletscher dem Rhoneeis wieder und besetzte vor dem endgültigen Rückzuge zum zweiten Male die Gegend von Bern.

Auch zur letzten Eiszeit rückte der Aaregletscher zeitweise über Bern hinaus vor, wie die hoch über dem Talboden liegenden Moränen auf dem Gurten bei Bern (860 m) wahrscheinlich machen. Beim Maximum der Würmeiszeit wurde das Aareeis durch den Rhonegletscher gegen Burgdorf abgelenkt. Ein Arm zog wiederum über den Brünig ins Reussgebiet. Da seine Oberfläche erst in der Gegend des Vierwaldstättersees unter die Firngrenze sank, ist anzunehmen, dass er noch weit ins Vorland hinaustreten musste, um abzuschmelzen. Die Lage der äussersten Wallmoränen im Suhrtal ist wohl auf seinen Einfluss zurückzuführen: während die Gletscherlappenenden im Reusstal, Bünztal, Aatal und Wynental etwa auf einer SSW streichenden Linie liegen, ist die Moräne von Staffelbach weit über die Fortsetzung dieser Linie hinaus nach N geschoben. Die oben gegebene Verhältniszahl zwischen dem ausseralpinen Areal und dem alpinen Einzugsgebiete des Reussgletschers ist daher wohl etwas zu gross.

Bei der Schwierigkeit, die Spuren des Aaregletschers wieder zu finden, ist es zurzeit noch unmöglich, seine Grenzen genau anzugeben. Für die Bestimmung der nordwestlichen Grenze von der Gegend von Bern bis in den Aargau besitzt man fast keine Anhaltspunkte; man weiss auch nicht, wie weit nach NE er sich im Aargau erstreckt hat; die Eishöhen des Unterwaldner Arms beim Maximum der Vergletscherungen sind ebenfalls noch wenig bekannt. Sicher ist, dass er zur vorletzten Vergletscherung eine grössere Ausdehnung besass, als man bisher annahm. Hier ist also das Gegenteil der Fall wie beim Linthgletscher; bei diesem hatte man die Ausdehnung bestimmt

nach dem Vorkommen des Sernifits, eines schon in Splittern leicht erkennbaren Gesteins, das aber nicht als reines Leitgestein des Linthgletschers dienen kann. Der Linthgletscher ist in der Vorstellung infolge seiner intensiven „Lokalfarbe“ zu gross geworden. Der Aaregletscher besitzt dagegen keine charakteristischen Leitgesteine von grosser Verbreitung im Nährgebiet, die seine Anwesenheit im Ausbreitungsgebiet überall verraten. Hingegen ist sein mächtiger Nachbar, der Rhonegletscher, leicht zu erkennen; durch ihn sind die Spuren des Aaregletschers verschleiert worden.

Während im schweizerischen Vorland ein bedeutender Unterschied in der Ausdehnung zwischen letzter und vorletzter Vergletscherung besteht, sind die beiden im Gebirge kaum oder gar nicht auseinander zu halten. Man wird sich daher fragen, wo die **Ursache der grössern Ausdehnung der vorletzten Vergletscherung** zu suchen ist. Beim Maximum der letzten Vergletscherung war der ganze nördliche Alpenabhang Nährgebiet; beim Rheingletscher verlief die Schneegrenze nach Penck (l. c., S. 427) in zirka 1000 m, also schon auf der Eisoberfläche im Vorland, die am Alpenrande über diesem Niveau lag. Die grössere Ausdehnung der vorletzten Vergletscherung musste entweder dadurch hervorgerufen worden sein, dass in den Alpen mehr Eis gebildet wurde als zur letzten Vergletscherung, oder dass das Nährgebiet eine bedeutende Vergrösserung erfahren hatte, oder es wirkten auch beide Faktoren zusammen.

Je mehr man sich im Vorland den Alpen nähert, desto geringer wird der Höhenunterschied der Eisniveaus der letzten und vorletzten Vergletscherung. In den Alpen soll sogar die durch die erratischen Spuren gekennzeichnete oberste Gletschergrenze der Würmvergletscherung angehören (34, S. 606; 41). Auf jeden Fall war ein Höhenunterschied der beiden Vergletscherungen, wenn er bestanden hat, sehr gering; zur vorletzten Eiszeit lieferten die Alpen nicht viel mehr Eis als zur letzten. Die Ursache der grossen Ausdehnung der vorletzten Vergletscherung kann daher nicht in den Alpen liegen. Bei der grössten Gletscherausdehnung besass die Schneegrenze ohne Zweifel eine tiefere Lage als zur letzten Eiszeit. Als die Gletscher der vorletzten Eiszeit die Ausdehnung der Würmvergletscherung erreicht hatten, wurde durch eine geringe weitere Senkung der Firnlinie diese auf der flachen Eisoberfläche weit ins Vorland vorgeschoben. Ein grosses Areal des Gletschers wurde dadurch dem Abschmelzgebiet entzogen, der Gletscher also genötigt, durch Vorrücken dieses Areal wieder zu gewinnen. Dieselbe Fläche war aber zugleich Nährgebiet geworden und bedingte eine weitere Vergrösserung der Eismasse. Diese schwoll an, wodurch noch ein weiteres Stück Gletscheroberfläche über die Firnlinie stieg. Die durch eine bestimmte Depression der Schneegrenze bewirkte Vergrösserung des Gletscherareals war wohl fast doppelt so gross als die durch diese Senkung ins Nährgebiet einbezogene Oberfläche des Gletschers. Ohne Zweifel lag die Ursache der grössern Ausdehnung der vorletzten Vergletscherung in der Einbeziehung eines grossen Teils der Gletscheroberfläche im Vorland in das Nährgebiet durch eine geringe Senkung der Schneelinie. Wenn dies richtig ist, so muss die relative Arealvergrösserung der vorletzten Vergletscherung um so bedeutender sein, je kleiner die Oberflächenneigung des Gletschers ist und je mehr Fläche er im Vorland einnimmt. Wäre der Eisüberschuss gegenüber der letzten Vergletscherung im alpinen Gebiete gebildet worden, so müsste die Arealvergrösserung proportional der Fläche des alpinen Einzugsgebietes sein, d. h. das Verhältnis des Arealzuwachses zum Areal des alpinen Nährgebietes müsste bei allen Gletschern dasselbe sein. Die folgenden Zahlen zeigen, dass die erstere Auffassung den Tatsachen besser entspricht.

Relative Gletscherarealvergrösserung zur vorletzten Eiszeit:

	Ausseralpines Areal der Würmgletscher = 1.	Alpines Einzugsgebiet = 1.
Rhein- und Linthgletscher	0.46	0.35
Reussgletscher	0.5	0.36
Rhonegletscher, NE-Arm	1.4	—
Ganzer Rhonegletscher	0.89	1.18
Tessin- und Tocegletscher	0.04	0.03
Addagletscher	0.1	0.05
Ogliogletscher	0.1	0.05

Es tritt klar hervor, dass der Rhonegletscher, dessen Areal im Mittelland auch zur Würmvergletscherung das grösste war und der das kleinste Gefälle besass, die stärkste relative Arealvergrösserung zur vorletzten Eiszeit aufweist. Dagegen zeigen die stark (bis 30 ‰) geneigten, in die Alpentäler eingeeengten Gletscher des Südabhanges, bei denen die Schneelinie im Innern des Gebirges verlief, nur einen sehr geringen Unterschied zwischen letzter und vorletzter Vergletscherung¹⁾. Der Reussgletscher, der noch eine etwas grössere relative Arealvermehrung zeigt als der ausgedehntere Rheingletscher, scheint dieser Auffassung zu widersprechen; es ist jedoch zu bedenken, dass seine Grenzen zur grössten Vergletscherung noch fast unbekannt sind, dass also die betreffenden Zahlen nicht Anspruch auf absolute Richtigkeit machen können.

Brückner erklärt die grosse Ausdehnung der vorletzten Vergletscherung durch eine Hebung der Alpen in der vorhergehenden Interglacialzeit (26). Eine solche würde selbstverständlich auch ein weites Vorrücken der Schneegrenze auf die Eisoberfläche im Vorland bewirken, wenn dieses ebenfalls gehoben worden wäre. Da die folgende Würmvergletscherung kleinere Dimensionen besass, müsste man aber wieder eine nachträgliche Senkung des Gebirges annehmen. Es scheint mir natürlicher zu sein, die Grösse der vorletzten Vergletscherung durch eine etwas grössere Depression der Schneegrenze, die durch eine wenig verstärkte Klimaschwankung hervorgerufen wurde, zu erklären.

Der Unterschied in der Höhe der Schneegrenze zwischen der letzten und vorletzten Vergletscherung hat vielleicht etwa 100 m betragen. Für die Höhe der Schneegrenze der beiden ersten Vergletscherungen kann man nur eine ungefähre Vorstellung gewinnen. Wie aus den auf der Karte eingetragenen Grenzlinien²⁾ hervorgeht, ist das ausseralpine Areal des Rhein- und Linth-Rheingletschers zusammen zur zweiten Eiszeit im ganzen etwa so gross wie zur letzten gewesen. Da bei beiden Vergletscherungen wohl dieselben Alpentäler das Nährgebiet dieser Gletscher bildeten, verlief die Schneelinie, die Nähr- und Abschmelzgebiet trennte, ungefähr über dieselben Stellen wie zur letzten. Die gesamte Eismasse lag zur zweiten Vergletscherung aber höher als zur letzten, da damals die Täler noch nicht so tief eingeschnitten waren. Die Höhe der Schneegrenze war zur zweiten Vergletscherung daher etwas grösser als zur letzten. In noch etwas höherem Niveau musste sie zur ersten Vergletscherung, die in diesen Gebieten wahrscheinlich nicht die Ausdehnung der zweiten erreicht hat, verlaufen sein. Fig. 1 gibt in perspektivischer Darstellung ein ungefähres Bild der Schwankungen der Schneegrenze und der Gletscher und der entsprechenden Erosionen und Akkumulationen während der Diluvialzeit. Es sind dabei hauptsächlich die Verhältnisse des Rhein- und Linthgletschers berücksichtigt worden, die Darstellung der grössten Vergletscherung entspricht mehr der Rhonegletscherausdehnung. Selbstverständlich machen die verschiedenen Masse keinen Anspruch auf Genauigkeit. Es ist z. B. noch unbekannt, wie gross der zeitliche Abstand zwischen den einzelnen Vergletscherungen ist, oder wie weit sich in den Interglacialzeiten die Gletscher zurückgezogen haben. Für die Hochterrassenvergletscherung wurde dieselbe Ausdehnung, wie für die Würmvergletscherung, angenommen; diese Annahme bedarf allerdings noch der Bestätigung. Als Äquivalent der grössten Vergletscherung zeichnete ich die Mittelterrasse ein, trotzdem der Zusammenhang zwischen beiden noch nicht sichergestellt ist. Die Annahme der Gletscher-

¹⁾ Das Verhalten der Gletscher des Südabhanges im Vergleich zu denen des Nordabhanges gibt uns einen Anhaltspunkt über die relative Geschwindigkeit des Wachstums der diluvialen Gletscher. Solange die Firngrenze noch im Innern des Gebirges verlief, bewirkte eine Senkung derselben eine relativ kleine Vergrösserung des Gletscherareals. Sobald sie aber soweit herabgestiegen war, dass sie auf die Eisoberfläche im Vorland heraustreten musste, bewirkte dieselbe Depression einen viel grösseren Gletscherzuwachs, der um so bedeutender wurde, je weiter sich die Grenze vom Gebirge entfernte, da dadurch immer grössere Flächen zum Nährgebiet geschlagen wurden. Bei gleichmässigem Sinken der Schneegrenze nahm die Geschwindigkeit des Gletscherwachstums demnach zu; umgekehrt war beim Wiederaufsteigen der Firnlinie die Geschwindigkeit des Schwindens zu Anfang am grössten. Die wenig ausgeprägten Moränenwälle des Rhein- und Linthgletschers des Maximums der letzten Vergletscherung, verglichen mit den gut ausgebildeten der Rückzugsstadien, machen es wahrscheinlich, dass der Maximalstand weniger lange gedauert hat; ebenso hat der Maximalstand der grössten Vergletscherung, der nirgends deutliche Wälle hinterlassen hat, wohl nur ganz kurze Zeit gedauert. Die grössere Geschwindigkeit der Arealveränderung bei grösserer Gletscherausdehnung erklärt dieses Verhalten.

²⁾ Vergleiche dazu 42 und Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz n. F., Lieferung XXXVII.

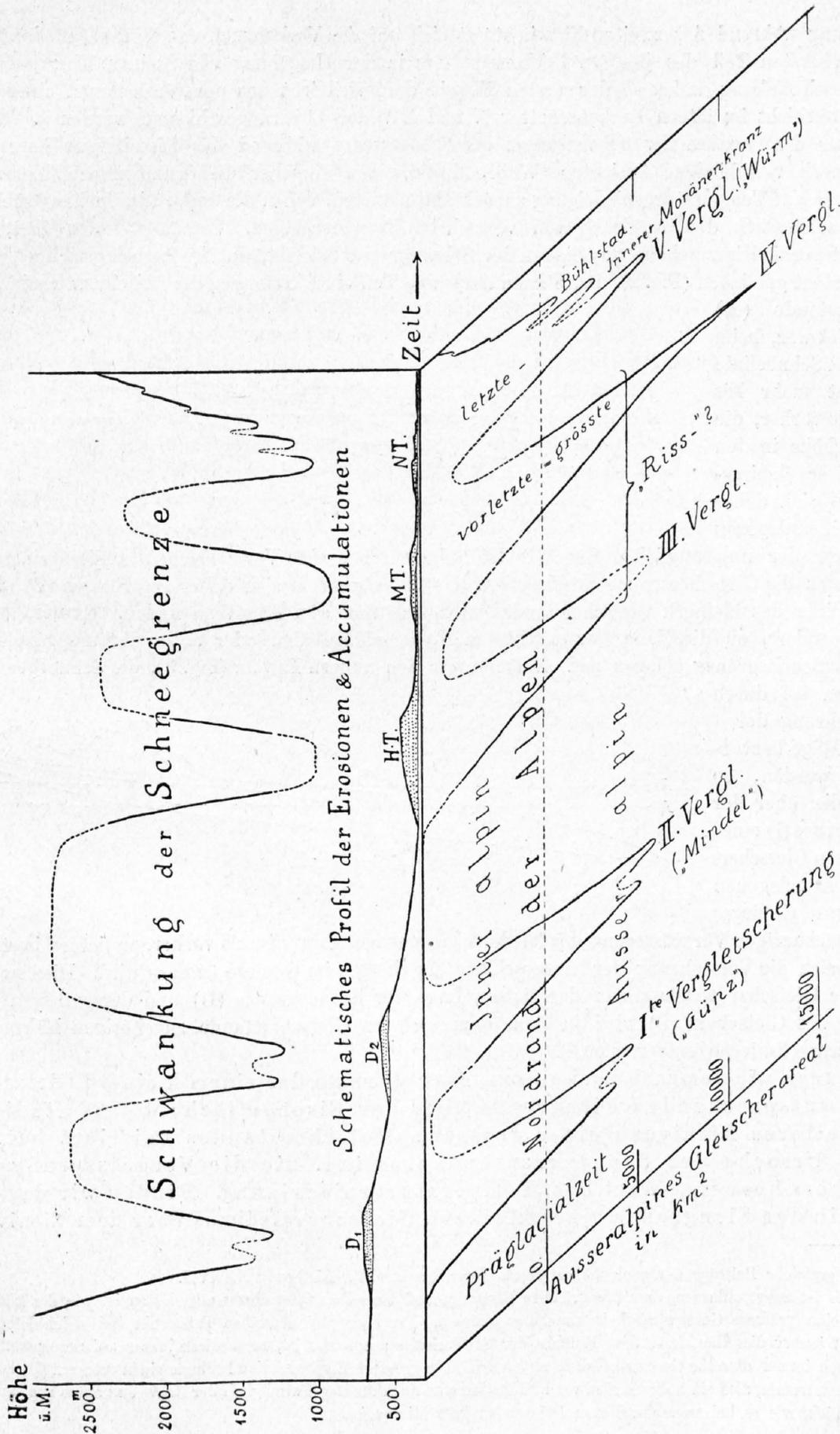


Fig. 1. Schema der Schneegrenzen- und Gletscherschwankungen und der entsprechenden Erosionen und Akkumulationen während der Diluvialzeit.

schwankung während der zweiten Eiszeit stützt sich auf das Vorkommen von Moräne an der Basis und im obersten Teil des jüngern Deckenschotter in der Umgebung von Stein a. Rh.; auf eine Gletscherschwankung während der ersten Eiszeit darf vielleicht aus dem Vorkommen einer Verwitterungsschicht im ältern Deckenschotter N und NW der Lägern geschlossen werden ¹⁾.

Über die **Ursachen der Schwankungen der Schneegrenze** während des Eiszeitalters herrschen zurzeit noch verschiedene Ansichten. Während die einen Forscher die Schneegrenzendepression vorwiegend auf Temperaturerniedrigung zurückführen wollen, sehen die andern in ihr hauptsächlich oder ausschliesslich den Ausdruck von vermehrten Niederschlägen. Setzen wir den Fall, nur Temperaturerniedrigung habe das Sinken der Schneegrenze bewirkt, die Niederschlagsmengen seien aber konstant geblieben (Fig. 2). Dann kann derjenige Teil eines Gebirges, der bei einem bestimmten

Gletscherstande (A) Nährgebiet war, beim Sinken der Schneelinie (II) nicht mehr Eis liefern als vorher, die Gletscherhöhe in den Tälern dieses Gebirgstheils wird sich daher gleich bleiben; dagegen

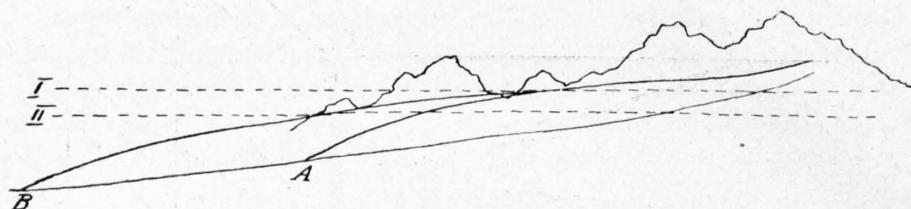


Fig. 2.

wird unter der ursprünglichen Lage (I) der Schneegrenze eine Vermehrung des Eises eintreten, hier werden die Gletscherströme anschwellen, das Gletscherareal sich daher vergrössern (B). Über der Firnlinie des kleinern Gletscherstandes wird man nur ein Eisniveau finden. Es wird daran nichts geändert, ob die Zone der maximalen Niederschläge über oder unter der ursprünglichen Höhe der Schneegrenze gelegen hat. Nehmen wir den andern Fall an (Fig. 3), die Schneegrenzendepression sei durch

Vermehrung der Niederschläge hervorgerufen worden, so werden die über der Schneegrenze (I) eines bestimmten Gletscherstandes (A) gelegenen Teile eines Gebirges

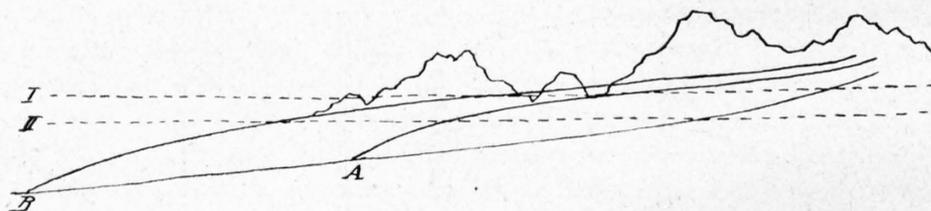


Fig. 3.

bei der nachherigen Vergrösserung der Niederschlagsmenge mehr Eis, als vorher, zu liefern imstande sein, da sich die Vermehrung der Niederschläge am ehesten im Gebirge äussern wird. Hier werden daher die Gletscher anschwellen; der tiefern Lage der Schneegrenze (II) und der grössern Ausdehnung des Gletschers (B) wird in dem dem kleinern Gletscherstande zugehörigen Nährgebiet ein höheres Eisniveau entsprechen ²⁾.

Können wir demnach nachweisen, dass oberhalb der einem kleinern Gletscherstande entsprechenden Firngrenze über der Eisoberfläche dieses Stadiums kein weiteres Eisniveau eines grössern Gletscherstandes existiert hat, so ist die Ursache der Schneegrenzendepression, die die Vergrösserung des Gletschers herbeigeführt hat, Temperaturerniedrigung. Finden wir dagegen oberhalb der Firngrenze eines kleinern Gletscherstadiums über dem Eisniveau

¹⁾ Vergleiche Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz n. F., Lieferung XXXVII.

²⁾ Es ist ausgeschlossen, dass die grössere Eismenge auf demselben Querschnitt abgeflossen ist wie die kleinere; sie hätte eine grössere Geschwindigkeit annehmen müssen. Da aber auf derselben Talstrecke bei gleichbleibendem Querschnitt immer dieselbe Masse dem Einfluss der Schwerkraft ausgesetzt ist, muss diese Masse auf der betreffenden Strecke auch immer dieselbe Geschwindigkeit annehmen. Die grössere Eisproduktion bedingte einen grössern Querschnitt des Gletscherstromes, also ein höheres Eisniveau. Dabei mochte auch die Geschwindigkeit der Bewegung etwas zugenommen haben, ähnlich, wie es bei angeschwollenen Flüssen zu konstatieren ist.

desselben noch Spuren eines höhern Gletscherstandes, so ist Niederschlagsvermehrung an der Vergrößerung des Gletscherareals beteiligt. (Selbstverständlich ist in diesem Fall nicht ausgeschlossen, dass auch Temperaturerniedrigung dabei mitgewirkt hat.)

Durch Bestimmung der Eishöhen der verschiedenen Gletscherstadien und der entsprechenden Schneegrenzhöhen kann es vielleicht gelingen, zu entscheiden, ob Vermehrung der Niederschläge eine Ursache der Schneegrenzendepressionen gewesen ist oder nicht. Wenn es sich bestätigt, dass die oberste Gletschergrenze in den Alpen der letzten Vergletscherung angehört, müsste Temperaturerniedrigung als Ursache der Schneegrenzendepression gelten. Im Gebiete des Reussgletschers liegen jedoch erratische Blöcke an der Rigihoehfluh in gegen 1400 m (Kaufmann), d. h. über dem Eisniveau und wahrscheinlich auch über der Schneegrenze der letzten Vergletscherung. Hier wäre also ein Anzeichen vorhanden, dass vermehrte Niederschläge an der Vergrößerung der diluvialen Gletscher beteiligt waren. Ebenso liegen bei Thun die Eisniveaus der letzten und vorletzten Vergletscherung etwa 100 m untereinander, auch im untern Rhonetal scheinen über der Schneegrenze der letzten Vergletscherung zwei verschiedene Niveaus existiert zu haben. Die geringe Höhendifferenz dieser Spuren der letzten und vorletzten Vergletscherung und das Konvergieren dieser beiden verschiedenartigen Eisniveaus gegen die Alpen macht es jedoch wahrscheinlich, dass nicht allein Niederschlagsvermehrung, sondern vielleicht noch in höherm Masse Temperaturerniedrigung das Sinken der Schneegrenze und das Vorrücken der Gletscher bewirkt hat. Immerhin sind die Akten über diese Frage noch nicht geschlossen. Kritische Untersuchungen über die Höhen der Schneegrenze und über das obere Eisniveau zu den verschiedenen Gletscherstadien sind noch nötig. Die Gewinnung einwandfreier Resultate ist gewiss recht schwierig; möglicherweise wird das Ziel einmal bei der Untersuchung der Rückzugsstadien eines kleinern Gletschers erreicht werden.

Verzeichnis der wichtigsten Literatur.

1. 1869. Mühlberg, F., Über die erratischen Bildungen im Aargau. Aarau 1869.
2. 1871/72. Gutzwiller, A., Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit. Ber. über die Tätigkeit der St. Gall. nat. Ges., 1871/72.
3. 1872. Kaufmann, F. J., Gebiet der Kantone Bern, Luzern, Schwyz und Zug enthalten auf Bl. VIII des eidg. Atlas. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Lf. XI. 1872.
4. 1877. Gutzwiller, A., Molasse und jüngere Ablagerungen enthalten auf Bl. IX des eidg. Atlas. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Lf. XIV. 1877.
5. 1878. Mühlberg, F., Zweiter Bericht über die Untersuchung der erratischen Bildungen im Aargau. Mitt. der Aarg. nat. Ges., I. 1878.
6. 1885. Gilliéron, V., Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne. Mat. p. la carte géol. de la Suisse, XVIII^e liv. 1885.
7. 1887. Favre et Schardt, Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais. Mat. p. la carte géol. de la Suisse, XXII^e liv. 1887.
8. 1892. Messikommer, Die geologischen Verhältnisse des Zürcher Oberlandes.
9. 1891. Jaccard, Contribution à l'étude du terrain erratique dans le Jura. Bull. soc. sc. nat. Neuchâtel 1891.
10. 1892. Du Pasquier, L., Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône le long du Jura. Bull. soc. sc. nat. Neuchâtel 1892.
11. 1892. Mühlberg, F., Kurze Schilderung des Gebietes der Exkursion der oberrhein. geol. Gesellschaft vom 22.—24. April 1892 im Jura zwischen Aarau und Olten und im Diluvium bei Aarau. Mitt. der Aarg. nat. Ges., VI. 1892.
12. 1892. Sacco, L'anfiteatro morenico del Lago maggiore. Annali R. accad. d'agricoltura, Torino 1892.
13. 1893. Sacco, Gli anfiteatri morenici del Lago di Como. Ebenda, 1893.
14. 1894. Sacco, L'apparato morenico del Lago d'Iseo. Ebenda, 1894.
15. 1894. Penck, Brückner et Du Pasquier, Le système glaciaire des Alpes. Bull. soc. sc. nat. Neuchâtel 1894.
16. 1895/96. Früh, J., Anleitung zu geol. Beobachtungen. Jahrb. der St. Gall. nat. Ges., 1895/96.
17. 1896. Baltzer, A., Der diluviale Aargletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, XXX. Lf. 1896.
18. 1896. Lugeon, M., La région de la Brèche du Chablais. Bull. du serv. de la carte géol. France. T. 7. 1896.
19. 1898. Favre, A., Texte explicatif de la carte du phénomène erratique et des anciens glaciers. Mat. pour la carte géol. Suisse, XXVIII^e liv. 1898.
20. 1900/01. Rehsteiner, Unsere erratischen Blöcke. Ber. über die Tätigkeit der St. Gall. nat. Ges. 1900/01.
21. 1901. Antenen, F., Die Vereisungen der Emmentäler. Diss., Bern 1901.
22. 1901. Moebus, Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Ogiogletschers. Diss., Bern 1901.
23. 1903. Strübin u. Kaech, Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura. Verh. d. nat. Ges. Basel. 1903.
24. 1904. Wilmer, Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Addagletschers. Diss., Bern 1904.
25. 1904. Tschudi, Zur Altersbestimmung der Moränen im untern Wehratal. Diss., Basel 1904.
26. 1904. Brückner, Ed., Die Eiszeiten in den Alpen. Geogr. Zeitschrift, X. 1904.
27. 1905. Blumer, E., Östlicher Teil des Säntisgebirges in Heim, Das Säntisgebirge. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. XVI. Lf. 1905.

28. 1906. Frey, O., Talbildung und glaciale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. Denkschriften der schweiz. nat. Ges., 1907.
29. 1906. Nussbaum, F., Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. Jahresber. der geogr. Ges. Bern, XX. 1906.
30. 1906/07. Antenen, F., Die Vereisungen im Eriz und die Moränen von Schwarzenegg. Eclog. geol. Helv., IX. 1906/07.
31. 1906/07. Früh, J., Zur Bildung des Tösstales. Eclog. geol. Helv., IX. 1906/07.
32. 1907. Nussbaum, F., Über die Schotter im Seeland. Mitt. nat. Ges. Bern, 1907.
33. 1907. Hug, J., Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. XV. Lf. 1907.
34. 1901—1908. Penck u. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
35. 1908. Nussbaum, F., Über die Diluvialbildungen zwischen Bern und Schwarzenburg. Mitt. nat. Ges., Bern 1908.
36. 1908. Blumer, F., Einige Notizen zum geologischen Dufourblatt IX in der Gegend des Weisstannentals. Eclog. geol. Helv. X. 1908.
37. 1908. Mühlberg, F., Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau. Beitr. zur Geol. der Schweiz, Spezialkarte Nr. 45. 1908.
38. 1910. Nussbaum, F., Die Endmoränenlandschaft von Wangen a. A. Mitt. nat. Ges. Bern 1910.
39. 1910. Buxtorf, A., Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. Beitr. zur Geol. der Schweiz, Spezialkarte Nr. 27a. 1910.
40. 1911. Beck, P., Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. XXIX. Lf. 1911.
41. 1912. Lautensach, H., Die Übertiefung des Tessingebietes. Geogr. Abhandl. herausg. v. Penck. Heft 1, Neue Folge 1912.
42. 1912. Frei, R., Zur Kenntnis des ostschweizerischen Deckenschotters. Eclog. geol. Helv. XI. 1912.

Karten.

43. 1875. Falsan et Chantre, Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. Atlas. Lyon 1875.
44. 1884. Favre, A., Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses. 1884.
45. 1892/93. Mühlberg, F., Geotektonische Skizze der nordwestlichen Schweiz. Eclog. geol. Helv. III. Taf. 10. 1892/93.
46. 1901. Mühlberg, F., Geologische Karte der Lägernkette, 1 : 25 000. Beitr. zur Geol. der Schweiz. Spezialkarte Nr. 25. 1901.
47. 1904. Hug, J., Geologische Karte des Rheinlaufes unterhalb Schaffhausen, 1 : 25 000. Beitr. zur Geol. der Schweiz. Spezialkarte Nr. 35. 1904.
48. 1904. Mühlberg, F., Geologische Karte des untern Aare-, Reuss- und Limmattales, 1 : 25 000. Beitr. zur Geol. der Schweiz. Spezialkarte Nr. 31. 1904.
49. 1907. Regelmann, C., Geologische Übersichtskarte von Württemberg und Baden, 1 : 600 000. 7. Aufl. der geognost. Übersichtskarte des Königreichs Württemberg. 1907.
50. 1907. Mühlberg, F., Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1 : 25 000. Beitr. zur Geol. der Schweiz. Spezialkarte Nr. 45. 1907.
51. 1908. Mühlberg, F., Geologische Karte der Umgebung des Hallwilersees und des obern Suhr- und Winentales, 1 : 25 000. Beitr. zur Geol. der Schweiz. Spezialkarte Nr. 54. 1910.
52. 1911. Arbenz, P., Geologische Karte der Gebirge zwischen Engelberg und Meiringen, 1 : 50 000. Beitr. zur Geol. der Schweiz. Spezialkarte Nr. 55. 1911.
53. 1911. Beck, P., Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. zur Geol. der Schweiz. Spezialkarte Nr. 56. 1911.
54. 1912. Schalech, Geologische Karte des Grossherzogtums Baden, Nr. 144, Blatt Stühlingen. 1912.

Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz

Neue Folge, Lieferung XLI.

Korrektur zur Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen.

(Einzulegen zur Karte in Lieferung XLI, neue Folge.)

Von Roman Frei.

In der in den „Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz“, neue Folge, Lieferung XLI, 1912 erschienenen Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen sind leider bei der Drucklegung derselben, die während meiner Abwesenheit im Ausland stattfand, einige Unrichtigkeiten unterlaufen, die ich hiermit berichtigen möchte.

Wie im Texte (Seite 42) gesagt ist, sollte der Weg des Eises aus den Haupttälern des Nährgebietes (in der Kartenlegende als „zugehöriges Einzugsgebiet“ bezeichnet) festgelegt werden, das Eis der Haupttäler also von weiter unterhalb einmündenden Nebengletschern unterschieden werden. So wurde das Eis aus dem Linthtal von den aus Wäggi- und Sihltal zuströmenden Gletschern abgegrenzt. Diese letztern Täler dürfen daher auf der Karte nicht dieselbe Farbe wie das Linthtal tragen. Da die Ausdehnung dieser Nebengletscher aber noch wenig oder gar nicht bekannt ist, ist es objektiver, sie vorläufig nicht einzuzichnen. Dieses Gebiet südlich der Grenze des Linthgletschers sollte auf der Karte daher weiss gelassen werden, gleich wie das Gebiet anderer kleiner, noch wenig bekannter Gletscher, wie z. B. der Gletscher des Entlebuch- oder Sensegebietes.

Aus demselben Grunde wurden an der Grenze zwischen Abflussgebiet und Einzugsgebiet einige Flecken, Bergabhänge gegen den Gletscherstrom zu, weiss gelassen. Sie gehören ebenfalls dem Nährgebiet dieses Gletscherstroms an. Da hier aber die Höhe des abfliessenden Eises mehr oder weniger bekannt war, wurde der Darstellung dieser Daten der Vorzug gegeben. Der Raum von der Gletschergrenze bis hinauf zur Schneescheide blieb daher weiss.

Die Farbe für den Saanegletscher, dessen Ausdehnung zur letzten Eiszeit *Nussbaum* festgestellt hat, ist in der Legende irrtümlicherweise in die Rubrik der vorletzten Vergletscherung eingereiht worden; selbstverständlich gehört sie in die vordere Kolonne. Dementsprechend ist das Zeichen dieses Gletschers *saa.* anstatt *Saa.*, was auch in der Kolonne der Überdeckungsgebiete bei Nr. 24 und 25 zu ändern ist.

Dasselbe ist auch vom Säntisgletscher zu sagen, dessen erratische Spuren, sind sie in neuerer Zeit auch noch nicht auf ihre Zugehörigkeit zur letzten oder vorletzten Eiszeit geprüft worden, doch in der Hauptsache aus der Zeit der letzten Vergletscherung herrühren.

Balikpapan (Ost-Borneo), 1. August 1913.

