

I. Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher.

Von

Fredrik Enquist.

(Tafel I—IV.)

Inhalt.

Allgemeiner Teil.

Die Verteilung des Schnees im Gebiete des Hochgebirges.

Akkumulierende Einwirkung des Windes. — Einwirkung der schmelzenden Faktoren. — Einwirkung der Topographie und Bodenbeschaffenheit.

Die Vergletscherungsgrenze.

Bedeutung des Begriffes. — Bestimmungsmethode. — Einfluss der Windrichtung auf die Vergletscherungsgrenze. — Einfluss der Windrichtung auf die klimatische Schneegrenze.

Zusammenfassung.

Spezieller Teil.

Europa.

Jetzige Verhältnisse. — Die Vergletscherung der Eiszeit.

Nordamerika.

Die jetzige Vergletscherung. — Die Lokalvergletscherung der Eiszeit in den Western Mountains. — Inlandeise.

Südamerika.

Die jetzige und die eiszeitliche Vergletscherung. — Der Zusammenhang zwischen den Windrichtungen und den Orientierungen der Gletscher in Südamerika.

Afrika.

Die Nordpolargebiete.

Bemerkungen über die meteorologischen Verhältnisse der Eiszeit.

Allgemeiner Teil.

Die Verteilung des Schnees im Gebiete des Hochgebirges.

Akkumulierende Einwirkung des Windes. — Einwirkung der schmelzenden Faktoren. — Einwirkung der Topographie und Bodenbeschaffenheit.

Während meiner Untersuchungen im Hochgebirgsgebiet des nördlichen Skandinavien richtete sich meine Aufmerksamkeit auf die ausgeprägt orientierte Verteilung der Gletscher, wie auch der perennierenden Schneefelder. Diese liegen nämlich in ausserordentlich überwiegendem Grade auf der Ostseite der Berge gesammelt. Diese Verteilung der Gletscher und der Schneebekleidung der Berge im Sommer ist einer der markantesten Züge in der Physionomie dieses Hochgebirgsgebietes.

Dieses gesetzmässige Verhältnis kommt auf den topographischen Karten des nördlichen Norwegen und des schwedischen Lapplands deutlich zum Ausdruck, obwohl die Karten die Gletscherverteilung, wie sie sich in Wirklichkeit vorfindet, recht fehlerhaft wiedergeben. Besonders deutlich tritt diese einseitige Orientierung hervor, wenn man die Oberflächengrösse der Gletscher eines etwas grösseren Gebietes für jede Himmelsrichtung, in der sie liegen, summiert. Für die in Schweden¹ gelegenen Gletscher erhält eine solche Zusammenstellung, auf eine Kompassrose aufgetragen, folgendes Aussehen (Fig. 1).

Diese Abbildung steht in engem Zusammenhang mit den ähnlich konstruierten Windrosen, denn sie zeigt tatsächlich den Einfluss der vorherrschenden Windrichtung auf die Orientierung der Gletscher. Die schliessliche Verteilung des fallenden und in gewissen Fällen des schon gefallenen Schnees wird nämlich in ausserordentlich hohem Grade durch die herrschenden Winterwinde bestimmt. Diese treiben den Schnee von

¹ Da die Ausbreitung der Gletscher in dieser Hochgebirgsgegend noch nicht vollständig bekannt ist, ist diese Berechnung nur approximativ. Die Zahl der Gletscher in Schweden beläuft sich auf ungefähr 250; ihre Gesamtoberfläche beträgt ungefähr 340 km².

den windumwehten Teilen der Berge auf die Leeseite derselben, wo er sich auf Gebieten anhäuft, die geschützt liegen.¹

Wo nun droben auf den Bergen der Wind während des Winters grosse Schneemassen anhäuft, bleiben während des Sommers Schneefelder, oder es bilden sich unter gewissen Voraussetzungen Gletscher aus.

In diesem Umstand, dass die überwiegenden Schneemengen sich auf den Leeseiten der Berge und Bergkämme ansammeln, herrscht ein ausgeprägter Gegensatz zu der Verteilung der in flüssiger Form erscheinenden Niederschläge über dieselben oder analog gebaute niedrigere Berge. Diese fallen nämlich, wie allgemein bekannt ist, in überwiegendem Grade

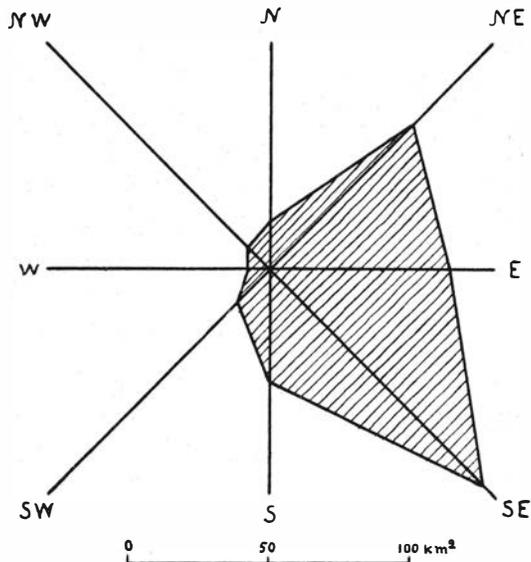


Fig. 1. Verteilung der Gletscher in Schweden.

auf die Luvseiten der Berge. Die Erklärung dieses Verhaltens liegt darin, dass die feuchtigkeitstragenden horizontal gehenden Winde gezwungen sind, sich über diese Seite der Berge zu erheben. Dadurch tritt die für das Fällen der Feuchtigkeit erforderliche Abkühlung ein.

Auch die überwiegenden Mengen der Schneeniederschläge müssen aus analoger Ursache sicher auf derselben Seite — der Luvseite — *ausgefällt* werden. Erst bei der endgültigen *Ablagerung* entsteht die erwähnte Ungleichheit in der geographischen Verteilung der beiden Niederschlagsarten. Wenn also nicht der Wind treibend und umlagernd auf die Schneenieder-

¹ Auch auf einer freiliegenden Spitze oder einem Bergkamm kann in gewissen Fällen Windlee herrschen und der Schnee sich infolge dessen ansammeln, wenn nämlich die Form des Berges derart ist, dass der Luftstrom in einem Bogen über denselben gepresst wird (s. J. v. HANN, Lehrbuch der Meteorologie³, Leipzig 1915, S. 397).

schläge wirken würde, so würde gewiss die Luvseite auch die am stärksten vergletscherte sein.

Die verschiedene Fähigkeit des Windes, die relativ schweren, abgerundeten und schnell fallenden Regentropfen oder die leichten, schwebenden Schneekristalle zu transportieren, verursacht diesen Unterschied. Nur äusserst kräftige Windstösse können den fallenden Regen beträchtliche Stücke nach Lee treiben, während ganz schwache Winde trockenen und leichten Schnee grosse Strecken zu tragen vermögen. Etwas stärkere Winde vermögen in grosser Ausdehnung auf der Erde liegenden Schnee wieder aufzuwirbeln, wenn er dort nicht fester konsolidiert worden ist, wodurch der eventuell abgebrochene Schneetransport fortgesetzt werden kann, bis die Leeseite definitiv erreicht ist.

Diese Verteilung des Schnees, wie sie oben geschildert ist, findet auf jedem einzelnen, selbständig ausgebildeten Berg oder Bergkamm statt. Auf dem *Gebirgsgebiet im Grossen*, das oft viele Meilen breit sein kann, jedoch aus in vorliegender Hinsicht selbständigen Teilen aufgebaut ist, geschieht die Niederschlagsverteilung meistens so, dass die Hauptmenge auf diejenigen Teile ausgefällt wird, die die niederschlagführenden Winde zuerst erreichen, während die Niederschlagsmengen allmählich in der Windrichtung abnehmen. Dies wirkt jedoch nur auf die Weise ein, dass die Berge, auf denen die Niederschläge reichlicher sind, grössere Gletscher und ausgebreitetere Schneebedeckung tragen, als solche von gleicher Höhe, aber mehr in der Windrichtung gelegene, über welche weniger Schnee ausgefällt wird. Die gesetzmässige Verteilung des Schnees *auf jeden einzelnen Teil* des Berggebietes wird dadurch nicht verändert, sondern, wie gesagt, nur die absolute Grösse der Vergletscherung. Diese beiden ganz verschiedenen Phänomene, die die Vergletscherung ganz verschiedenartig berühren, sind in der Literatur vermischt worden und müssen daher mit besonderer Schärfe hervorgehoben werden.

Dass der Schnee gerade im Hochgebirge auf diese gesetzmässige Weise sich über die Berge verteilt, steht in nahem Zusammenhang mit gewissen Eigenschaften der Winde auf grösseren Höhen.

Die *Beständigkeit* der vorherrschenden Windrichtung wird mit zunehmender Höhe in hohem Grade verstärkt, ein Umstand, der natürlich von grundlegender Bedeutung für die deutliche Ausbildung des fraglichen Phänomens ist. v. HANN gibt aus dem Westwindgebiet der nördlichen Halbkugel folgendes Beispiel dafür.¹

»Die Windbeobachtungen und Windregistrierungen auf einigen hohen Berggipfeln der gemässigten Zone ergeben eine bedeutende Zunahme der Westwinde mit der Höhe. Die östlichen Richtungen werden über 2000 m im allgemeinen schon ziemlich selten. Unter Ostwinden sind im folgenden die Richtungen NE, E, SE, unter Westwinden die Richtungen SW, W, NW zusammengefasst».

¹ v. HANN, J., Lehrbuch der Meteorologie.³ Leipzig 1915, S. 479.

Häufigkeit der West- und Ostwinde in Prozenten (nach v. HANN).

	Mitteleuropa Niederung	Säntis 2500 m	Sonnblick 3100 m	Pikes Peak 4300 m
Westwinde	54	71	53	70
Ostwinde	30	16	16	16

Windschnelligkeit und *Windstärke* nehmen in hohem Grade bei grösserer Höhe zu, was besonders ausgeprägt gerade im Winter der Fall ist.¹ Dadurch ist der Wind in weit höherem Grade als im Tiefland im Stande den Schnee zu treiben und umzulagern. Dazu kommt noch, dass der Schutz, den die Vegetation gibt, und das Hindernis, das sie dem Durchfegen des Windes in tiefer gelegenen Gebieten entgegengesetzt, im Hochgebirge vollständig fehlt.

Ausser den Winterwinden der vorherrschenden Windrichtung greifen indessen auch andere Faktoren ein, und wie bekannt kommen sowohl Schneefelder wie Gletscher auch auf den Luvseiten der Berge vor, obwohl immer in bedeutend geringerer Ausdehnung als auf den Leeseiten. Das kommt daher, dass diese Windrichtung, obwohl »vorherrschend«, doch keineswegs allein herrschend ist, denn Schneetreiben kommen auch bei andern und entgegengesetzten Windrichtungen vor, wie Schneefall auch bei Windstille stattfindet. Aus diesem Grunde sammelt sich Schnee auch auf denjenigen Seiten an, die im allgemeinen als Luvseiten zu bezeichnen sind. Konsolidiert sich dieser Schnee hinreichend fest, um nachher zurückkehrenden Windstößen aus der vorherrschenden Richtung zu widerstehen, so bleibt er auch. Auf diese Weise kann mit der Zeit eine bedeutende Akkumulation auf diesen Seiten stattfinden, obwohl wegen der geringeren Häufigkeit solcher Winde in weit geringerem Grade als auf den Seiten, die im Allgemeinen Leeseiten sind.

Die Voraussetzung für ein solches Ansammeln des Treibsnees auf den Luvseiten der Berge ist, wie gesagt, dass dieser sich so fest konsolidiert, dass der Wind ihn später nicht weitertransportieren kann.

Unter den Faktoren, von denen man eine konsolidierende Einwirkung auf dem Schnee erwarten kann, ist hohe Temperatur. Findet der Schneefall bei Schmelztemperatur statt, wie das oft in tiefer gelegenen und mehr temperierten Teilen der Erde der Fall ist, so bleibt der Schnee unmittelbar beim Niederfallen kleben. Ebenso ballt sich trockener Schnee bei eintreffendem Tauwetter zusammen und wird mit einer Schmelzkruste überzogen. A. HAMBERG, der in einer für das vorliegende Problem besonders wichtigen Arbeit² seine umfassenden Beobachtungen aus schwedischen Hochgebirgsgegenden niedergelegt hat, misst doch diesen Faktoren in

¹ HELLMAN, G., Untersuchungen über die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit. Meteor. Z. 1897, S. 321.

² HAMBERG, A., Die Eigenschaften der Schneedecke in den lappländischen Gebirgen. Naturwissenschaftliche Untersuchungen des Sarekgebirges in Schwedisch-Lappland. Bd. I, Abt. III, Lief. 1. Stockholm 1907.

dieser Hinsicht geringe oder keine Bedeutung zu, da die Wintertemperatur durchgehends sehr niedrig ist. Dasselbe dürfte für die übrigen hochalpinen oder polaren Gegenden der Erde gelten.

HAMBERG hebt auch den Einfluss der Sonnenbestrahlung hervor, die bewirkt, dass der Schnee sich mit einer Sublimationskruste überzieht. Diese ist jedoch ganz dünn und bietet kräftigeren Winden keinen Widerstand.

Der entscheidende Faktor scheint die ebenfalls von HAMBERG hervorgehobene »Zusammenkristallisation« der auf dem Boden liegenden Schneepartikeln zu sein, die auch bei niederer Temperatur rasch eintritt. Dadurch wird das Treiben des Schnees herabgesetzt oder vollständig verhindert. Dieses Phänomen trifft auch bei den niedrigsten Wintertemperaturen ein, wie aus I. P. KOCK'S Untersuchungen im nördlichen Grönland hervorgeht.¹ Natürlich wird dadurch auch der Schnee gebunden, der auf den Leeseiten abgelagert worden ist, wodurch Verschiebungen desselben bei Wechsel der Windrichtung verhindert werden.

In seiner oben angeführten Arbeit hebt HAMBERG indessen hervor, dass die Gletscher und Schneefelder in den höhern Teilen der Berge keineswegs ausschliesslich durch vom Himmel gefallenen Schnee oder Treibschnee aufgebaut werden, indem die *Rauhrostbildung* eine sehr bedeutende Rolle spielt. Auch bei niederen Temperaturen (wenigstens bis -10°) enthalten die Wolken überkältete fließende Wassertropfen, welche sogleich bei Berührung mit festen Gegenständen von hinreichend tiefer Temperatur erstarren: »— — — der Gipfel wird ganz von Rauhrost überirndet, der sich besonders an den dem Winde stark exponierten Punkten festsetzt. In dieser Beziehung zeigt also der Rauhrost ein dem Treibschnee entgegengesetztes Verhalten. Aber auch an Leeseiten bleibt etwas vom Rauhrost haften. Der Gipfel wird deshalb — — — vollständig von Rauhrost überirndet. Wenn Treibschnee schon vorhanden war oder gleichzeitig Schnee fällt, wird er nicht weggefegt, sondern vom Rauhrost — wenigstens an der Oberfläche — zu einer festen Masse verbunden, die allen Angriffen späterer Stürme widersteht.« (HAMBERG, a. a. O. S. 22.)

¹ Kock, I. P., Foreløbig Beretning om de vigtigste glaciologiske Iakttagelser paa den danske Forskningsrejse tværs over Nordgrønland 1912—13. Medd. Dansk Geol. Forening 4 (1915), S. 325. »Das Eis, das wir brauchten, um unsern täglichen Verbrauch an Wasser zu schmelzen, schlugen wir mit einem Haken von der Oberfläche des Gletschers los. Auf diese Weise wurden ganz unregelmässige Eisscherben gebildet. In freier Luft und bei allen Wintertemperaturen (-15° bis -50°) »frozen« solche Scherben an den inneren Berührungspunkten im Laufe eines Tages zusammen. In weit stärkerem Grade zeigte sich das Phänomen, wenn man die Scherben mit ein Bisschen Schnee mischte. Auf mehreren der Eisbrücken, die wir über Spalten und Bachfurchen bauen mussten, legten wir einen Weg von einer meterdicken Lage Eisscherben, gemischt mit einer unbedeutenden Menge Schnee. Gleich glitten diese Scherben leicht zur Seite, so dass man tief darin sank. Aber nach Verlauf eines Tages war die Masse so solid »zusammengefroren«, dass man ohne Gefahr mit Pferd und Schlitten über dieselbe fahren konnte. Da Vorhandensein von Wasser hier ausgeschlossen ist, muss das Phänomen auf eine Wirkung der Sublimation zurückzuführen sein.«

Da selbst unter den höchsten, der Rauhrostbildung am meisten ausgesetzten Spitzen die Gletscher der Leeseite bei weitem die grössten sind, geht indessen hervor, dass dieser Faktor nicht dominiert¹, sondern dass er den Einfluss der Windrichtung auf die Ausbildung der Vergletscherung nur ein wenig modifizieren kann.

Nicht nur die oben geschilderten *akkumulierenden* Faktoren sind bei der Ausbildung der Schneeverteilung bestimmend, sondern diese hängt auch von *schmelzenden* Faktoren ab.² Die Summe aller dieser Faktoren bestimmt die endgiltige Verteilung.

Man kann sich denken, dass die schmelzenden Faktoren die aufbauenden modifizieren und vielleicht überwiegen; die letzteren müssen doch immer als die primären betrachtet werden.

Weit verbreitet ist die Ansicht, die Sonnenstrahlung sei der einzige entscheidende Faktor bei der Orientierung der Vergletscherung. Das wird oft als selbstverständlich angenommen und keiner Prüfung unterworfen. Diese Betrachtungsweise setzt voraus, dass die Sonnenstrahlung entweder primär die Ablagerung des Schnees auf den derselben ausgesetzten Seiten verhindert oder stark herabsetzt, oder auch später durch ihr Schmelzvermögen den Schnee auf diesen Seiten ausserordentlich stark reduziert. Da — wie oft — die Betrachtungsweise ohne Berücksichtigung der übrigen eventuell mitwirkenden Faktoren vorgebracht wird, ist die stille Voraussetzung natürlich die, dass ohne diese Einwirkung eine gleichförmig verteilte Schneemasse die Berge bedecken würde.

Was den ersten denkbaren Fall betrifft, so ist in den Polargegenden Sonnenschein zur Winterzeit überhaupt ausgeschlossen und in den andern Gegenden ist die Sonne während der Schneeablagerung im Allgemeinen verdeckt. Von ihrem Schmelzvermögen muss im Übrigen während der Winterzeit, wie vorher erwähnt, ganz abgesehen werden. Während dieser Jahreszeit dominieren also die akkumulierenden Faktoren vollständig.

Das Schmelzvermögen der Sonne müsste also während der Sommermonate diese entscheidende Einwirkung ausüben. Schon die tägliche Erfahrung lehrt uns, dass der Schnee, dem starken Sonnenlicht ausgesetzt, viel schneller schmilzt, als wenn er im Schatten liegt, und zweifelsohne ist dieser Faktor auch von grosser Bedeutung für die Ausbildung der Vergletscherung.

Die Untersuchung, die ich hier durchgeführt habe, zeigt indessen, dass diese Einwirkung vor derjenigen der Windakkumulation ganz zurücktritt, indem *überall*, wo die Winterwinde (auf der nördlichen Halbkugel) von Norden kommen (Nordwesten oder Nordosten) die grössten Gletscher und die überwiegende Schneebedeckung auf der Süd-(Südost- oder Südwest-)seite der Berge liegen. Es ist der Fall in Schweden, was aus Fig. 1 klar hervorgeht, in den westlichen Teilen von Alaska, längs der Ostküste

¹ Der Rauhrost nährt überdies auch die Gletscher der Leeseite, obwohl in geringerem Grade.

² Auch die Verdampfung des Schnees spielt hier eine Rolle.

Grönlands u. s. w. Während der Eiszeit kamen Berge so südlich wie in Utah und Wyoming, U. S. A., vor, deren grösste Gletscher nach Süden gewandt waren.

Die Ursache, dass die Auffassung von der entscheidenden Einwirkung der Sonnenstrahlung eine solche Verbreitung erlangt hat, ist wohl darin zu suchen, dass es verhältnismässig wenige Gebiete mit Winterwinden gibt, die von der Polrichtung herkommen, und dass die Vergletscherung derselben wohl auch für die meisten unbekannt ist, während diejenigen mit mehr oder weniger gegen die Pole gerichteten Winden weitaus in der Mehrzahl sind. Zu diesen letzteren gehören beispielsweise die beiden Westwindgebiete, deren Winde auf der nördlichen Halbkugel gegen Nordosten, auf der südlichen gegen Südosten gerichtet sind. Weiter gehört hieher der am besten gekannte Teil von Grönland, seine Westküste u. s. w. Auch für diese Gebiete erklärt indessen nicht der Einfluss der Sonnenbestrahlung die mehr oder weniger ausgeprägten Ablenkungen in der Orientierung der Gletscher nach Osten oder Westen. In den Äquatorgebieten, wo es keine Schattenseite der Berge gibt, müsste man, wenn die Sonnenbestrahlung der bestimmende Faktor wäre, eine gleichförmige Gletscherbedeckung erwarten, während in der Tat die Ungleichförmigkeit derselben dort überall ebenso ausgeprägt ist, wie in den in höhern Breitengraden gelegenen Gebiete.

Der meines Wissens einzige Forscher, der es ausgesprochen hat, dass die Einwirkung der Sonnenbestrahlung hinter derjenigen der Windakkumulation zurücksteht, ist HAMBERG: »Wo im Winter der Wind grosse Schneemassen anhäuft, da entstehen im Sommer Schneeflecke, einerlei, ob sie gegen Süden oder Norden exponiert sind« (a. a. O. S. 44—45).

Andere schmelzende Faktoren sind dürre und warme oder Regen mitführende Winde, die zur Sommerzeit über die hohen Berge ziehen können. Oft gehen diese in derselben Richtung wie die Winterwinde, und tragen dadurch, dass ihr schmelzender Einfluss im Allgemeinen auf der Luvseite der Berge am grössten ist, dazu bei, die durch die Windakkumulation verursachte ungleichförmige Schneebedeckung weiter zu verschärfen. Es geht indessen aus den Gebieten, wo während den Jahreszeiten Windwechsel herrscht, hervor, dass diese Faktoren die von den Winterwinden verursachte Schneevertelung nicht umzustürzen vermögen.

Die von mir hier durchgeführte Untersuchung zeigt weiter durch die Mannigfaltigkeit der Beispiele, dass die Form der Berge oder die Beschaffenheit der Bergart die vom Winde verursachte gesetzmässige Schneevertelung nicht verändern. Doch kann die Lage der Bergkämme im Verhältnis zur Windrichtung die Orientierung etwas verändern. Wird z. B. ein meridional streichender Bergkamm von Winden getroffen, die von Südwest kommen, so breiten sich die Gletscher nach Osten aus, streicht der Bergkamm ostwestlich, so haben wir Orientierung nach Norden. Werden indessen eine grössere Anzahl Beobachtungen für das Gebiet zusammengestellt, so wird dieser Einfluss eliminiert und die nordöstliche Orientierung kommt mit

aller wünschenswerten Deutlichkeit zu Tage. Am schönsten zeigt sich das Verhältnis jedoch auf ganz regelmässig gebauten Bergen, z. B. auf einem Vulkankegel.

Die Vergletscherungsgrenze.

Bedeutung des Begriffes. — Bestimmungsmethode. — Einfluss der Windrichtung auf die Vergletscherungsgrenze. — Einfluss der Windrichtung auf die klimatische Schneegrenze.

Damit ein Gletscher zur Ausbildung gelangt, muss der Berg, auf dem er ruht, so hoch sein, dass auf denselben jährlich mehr Schnee niederfällt, als schmilzt. Dieser ständige Schneeüberschuss bildet das sonst unbewegliche Schneefeld zu einem Gletscher mit all seinen charakteristischen Eigenschaften um. Berge, die über diese Höhe hinausragen, tragen deshalb Gletscher; auf denjenigen, die unter derselben liegen, fehlen solche.¹

Die absolute Höhe, bei der dieses Phänomen eintritt, ist selbstverständlich in verschiedenen Teilen der Erde ganz verschieden. Sie liegt in Polargebieten niedriger und wird gegen den Äquator viel höher; sie liegt, wo grosser Niederschlag herrscht, relativ niedrig und vice versa. Die bestimmenden Faktoren sind immer Temperatur und Niederschlag in geeigneter Kombination.

Kennt man *Höhe* und *Lage* dieser zwei Bergkategorien, gletschertragenden und nicht gletschertragenden, kann man diese von dem im Gebiete herrschenden Klima bedingte Grenze bestimmen und kartographisch konstruieren, im Allgemeinen mit grosser Genauigkeit. Die von diesem Gesichtspunkt konstruierte Höhengrenze, die für grössere Gebiete als eine ausgeprägte Fläche hervortritt, ist nicht identisch mit der sog. *klimatischen Schneegrenze*, denn sie fällt durchaus nicht mit dieser zusammen², so wie sie nach den gebräuchlichen Methoden bestimmt wird (im Allgemeinen liegt die klimatische Schneegrenze einige Hundert

¹ Gegen diesen Satz kann eine Einwendung gemacht werden. Man könnte sich nämlich denken, dass ein Berg eine solche *Form* hat, dass ein Gletscher auf demselben nicht zur Ausbildung kommen kann, trotzdem der Berg über diese klimatische Grenze reicht. Das ist indessen nicht wahrscheinlich, da die gletscherfreien Berge, die in der Höhe und Lage sich nahe an die gletschertragenden anschliessen, auf keine Weise an Form von diesen abweichen. Sie haben auch früher (während der Eiszeit) Gletscher getragen, und in der Hauptsache haben eben diese sie ausskulptiert. — Diese Annahme wird auch bestärkt durch die gesetzmässige Lage, die, wie sich zeigt, die Vergletscherungsgrenzfläche einnimmt, wenn sie nach obiger Voraussetzung konstruiert wird.

² Vgl. die Vergletscherungsgrenzkarten (Fig. 3 und 4) mit den für dieselben Gebiete konstruierten klimatischen Schneegrenzkarten (s. I. JEGERLEHNER, Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerlands Beiträge zur Geophysik V (1902) und V. PASCHINGER, Die Schneegrenze. Pet. Mitt. Erg. h. 173 (1912) Tafel 3.)

Meter tiefer). Aus diesem Grund kann sie nicht unter diese freilich sehr dehnbare Benennung eingeordnet werden. Mit Hinsicht darauf, dass sie die untere Grenze für die Ausbildungsmöglichkeit der Gletscher bildet, habe ich sie *Vergletscherungsgrenze* genannt. Als in der Natur beobachtbare Schneegrenze ist sie nicht ausgebildet und kann deshalb nicht direkt bestimmt werden, sondern ihre Feststellung ist ein Konstruktionsverfahren, das ausschliesslich auf die oben genannten zwei Faktoren aufgebaut ist.

Die Form der Gletscher oder ihre Höhenlage auf dem Berge wirkt auf die Bestimmung der Vergletscherungsgrenze nicht ein, wohl aber auf diejenige der klimatischen Schneegrenze. Die Gletscher liegen im allgemeinen grösstenteils oder oft vollständig unter der Vergletscherungsgrenze.

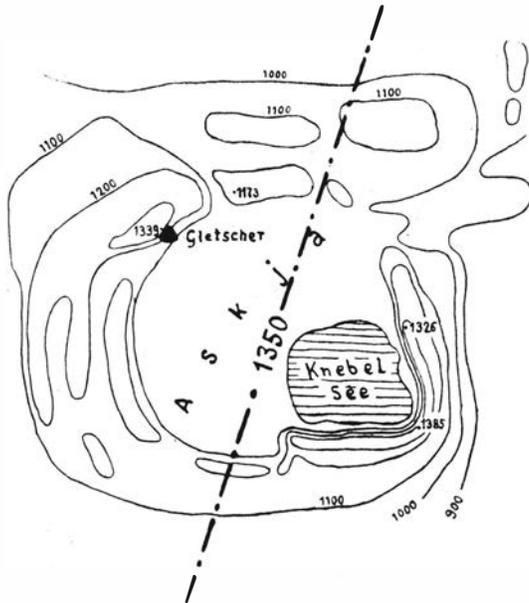


Fig. 2. Höhenlage der Vergletscherungsgrenze bei Askja, Island.

Als ein einfaches Beispiel für die Bestimmung der Höhenlage der Vergletscherungsgrenze wähle ich den grossen Vulkan Askja im innern Island¹ (s. Fig. 2). Unter dem 1339 m hohen Gipfel des Bergkammes im Nordwesten liegt am Ostabhang ein kleiner Gletscher. Sonst fehlen solche hier; sogar unter dem gegen 1385 m hohen Kamm südöstlich des Knebelsees hat sich kein Gletscher gebildet. Der erstere, 1339 m hohe Berg erreicht also die Vergletscherungsgrenze, während der letztere, 1385 m hohe unter derselben liegt. Daraus kann man den Schlusssatz ziehen, dass die Niveaulinie für 1350 m in der Vergletscherungsgrenzfläche zwischen diesen beiden Spitzen durch geht, wie es auf der Karte mit der grob gestrichelten Linie angedeutet ist. Weiter ergibt sich, dass die Fläche nach

¹ Kartenskizze, Höhenangaben und Angaben über die Vergletscherung sind H. SPETHMANN, Islands grösster Vulkan, Leipzig 1913, entnommen.

Südosten steigt. Für die genauere Bestimmung der Neigung dieser Fläche müssen die Höhen der benachbarten Berge und der Umstand, ob sie Gletscher tragen oder nicht berücksichtigt werden.

Die Voraussetzung für die Durchführung der Konstruktion ist, wie gesagt, dass Höhe und gegenseitige Lage der Berge bekannt sind, und dass die Vergletscherung vollkommen bekannt ist. Besonders die oft übersehenen *kleinsten* Gletscher sind dabei von grösster Bedeutung, indem die Gipfel, unter denen diese liegen nur ganz unbedeutend über diese Grenze hinausragen. Dass im allgemeinen die Höhenlage der Vergletscherungsgrenzfläche mit so grosser Genauigkeit festgestellt werden kann, beruht zunächst auf der ausgeprägten Ähnlichkeit der Gipfelhöhen, die einander nahliegende Berge im Gebirgskettengebiet mit Gletschern von alpinem Typus haben. Dies bewirkt, dass im Allgemeinen gletscherfreie und gletschertragende Spitzen von relativ ähnlicher Höhe gleichmässig über das gesamte Gebirgsgebiet verteilt sind. Abwechselnd mit den gletschertragenden Gipfeln, welche die Höhenlage der Oberfläche der Vergletscherungsgrenze nach oben bestimmen, gibt es deshalb auch solche mit ähnlicher Höhe ohne Gletscher, welche die Höhenlage nach unten bestimmen.

Nach dieser exakten Methode sind die beigefügten Karten über das nördliche Skandinavien und die Schweiz hergestellt (Fig. 3 und 4).

Fig. 5 zeigt, um das Konstruktionsverfahren weiter zu exemplifizieren und um zu beweisen, mit welchem Grad von Sicherheit diese Isohypsen gezogen sind, die Lage der in der Schweiz gelegenen Berggipfel mit Gletschern die 2900 m Höhe *nicht erreichen* (●), und der gletscherlosen, die diese Höhe *überragen* (○). Mit Hilfe dieser Observationspunkte, und überdies auf die höheren und niedern Isohypsen gestützt, die auf Grund analoger Gruppierungen für grössere und kleinere Höhen gezogen werden, ist die 2900 m-Isohypse eingezeichnet.

Bei der Konstruktion einer solchen Karte bleibt kein Raum für eine subjektive Auffassung, da *sämtliche* höhenbestimmten Berge mitgenommen sind. Gar keine Mittelwertberechnung oder mehr oder weniger subjektive Gruppierung der vorhandenen Höhenangaben wird vorgenommen, wie dies der Fall ist bei der Konstruktion analoger Karten über die klimatische Schneegrenze.¹ Nur eventuell neu hinzukommende Gletscherobservationen

¹ Weil keine Mittelwertberechnung bei der Bestimmung der Vergletscherungsgrenze vorgenommen wurde, kann jede *einzelne* Bestimmung mit voller Sicherheit bei vorkommenden Vergleichen angewendet werden.

Das ist dagegen nicht der Fall, wenn eine einzelne oder nur eine geringe Anzahl von *Schneegrenzbestimmungen* den Ausgangspunkt einer Vergleichung bilden, weil die Höhe der klimatischen Schneegrenze für ein Berggebiet aus dem Mittelwert einer Mehrzahl oder besser aller Gletscher festgestellt wird. Der gewonnene Wert für jeden einzelnen Gletscher weicht nämlich sehr oft in hohem Grade vom Mittelwert ab. So hat z. B. JEGERLEHNER (a. a. O. S. 545—47) für die Finsteraarhorngruppe eine Mittelhöhe der Schneegrenze von 2950 m gefunden, welche Bestimmung von ihm bei der Konstruktion der Karte über die klimatische Schneegrenze in der Schweiz angewendet wurde. Dieser Wert ist gewonnen aus Bestimmungen über 101 Gletscher, deren Schneegrenzen zwischen 2470 m

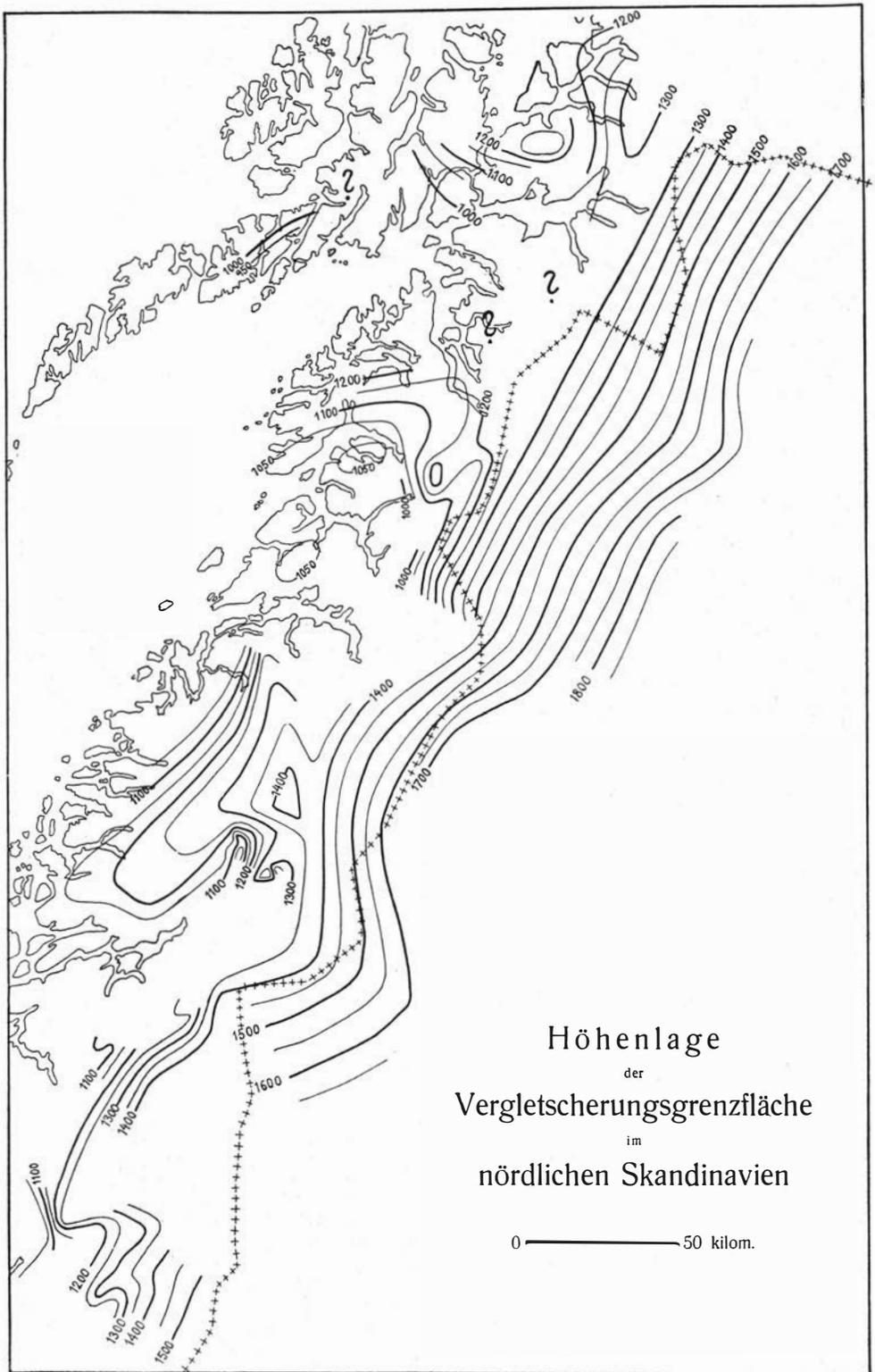


Fig. 3. Die Höhen sind in Metern über das Meer angegeben.

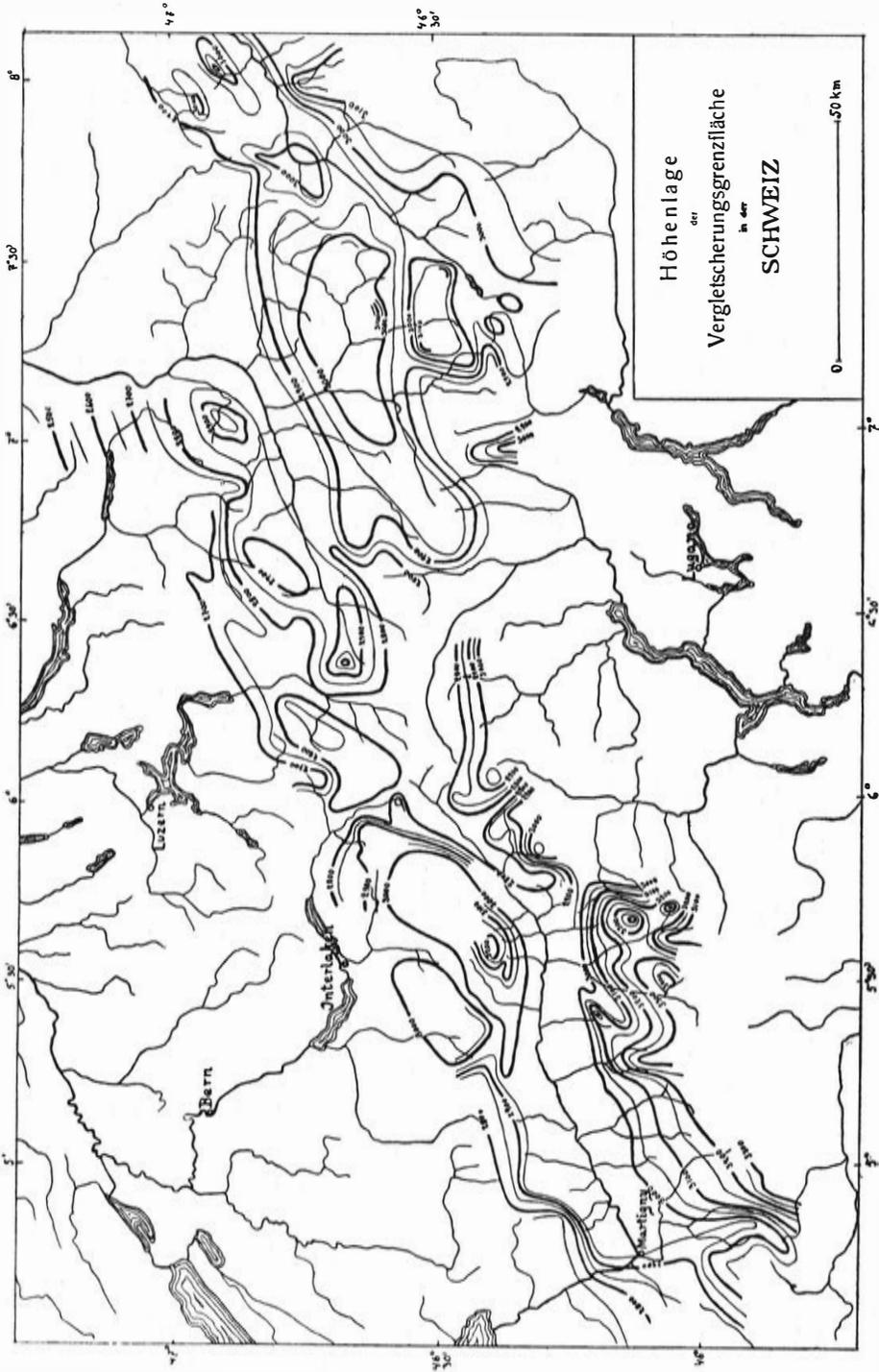


Fig. 4. Die Linien geben die Höhe über das Meer in Metern an.

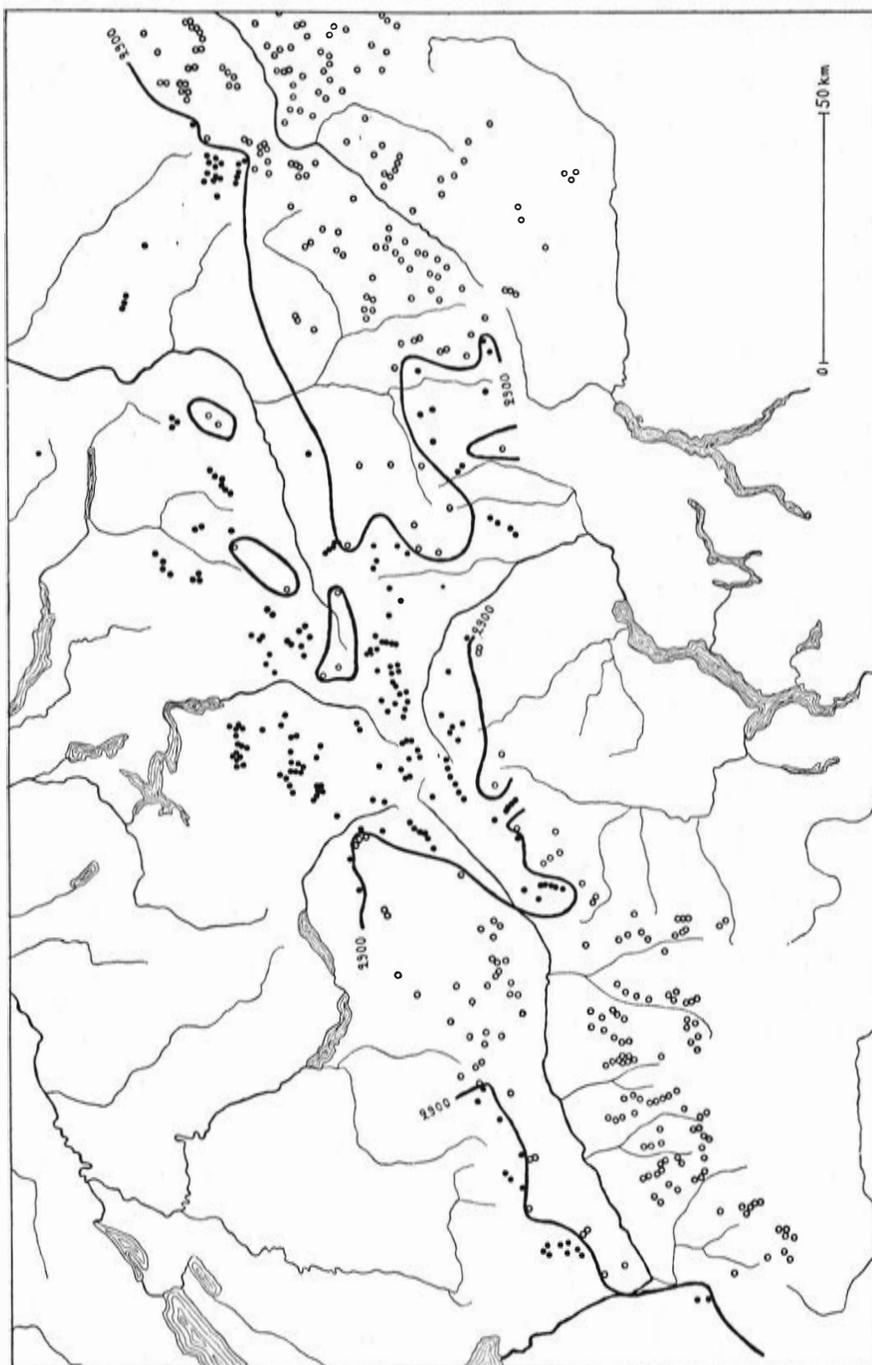


Fig. 5. Karte über die Schweiz, die Verteilung der vergletscherten und gletscherfreien Berggipfel im Verhältnis zur 2900 m Höhenlinie zeigend (Vgl. S. 12).

oder Höhenangaben für vorher betreffs der Höhe nicht bestimmte Berge können die Isohypsen verschieben, wie dies ja bei der Erweiterung des Beobachtungsmateriales bei allen analogen Kartenkonstruktionen der Fall ist, mögen sie nun einem topographischen oder meteorologischen Zwecke dienen.

Es ist von Bedeutung für die Vergleichung des Klimas der Eiszeit mit dem heutigen, dass diese Konstruktionsmethode sich ebensowohl für die Bestimmung der eiszeitlichen wie der gegenwärtigen Vergletscherungsgrenze eignet. Taf. III zeigt die Vergletscherungsgrenzfläche des nördlichen Schwarzwaldes in seiner tiefsten Lage während der Eiszeit.

Obwohl die Vergletscherungsgrenze und die klimatische Schneegrenze im grossen und ganzen einigermaßen parallel verlaufen, so dass eine Erhöhung oder Erniedrigung der einen im allgemeinen einer Erhöhung bzw. Erniedrigung der andern folgt, liegt doch in einer Hinsicht ein bestimmter Unterschied in der Ausbildung der beiden Grenzen vor, die für die vorliegende Untersuchung von grosser Bedeutung ist.

Die Höhenlage der *Vergletscherungsgrenze* wird, wie schon hervorgehoben, von zwei Faktoren bestimmt: Niederschlag und Temperatur. Wo der erstere gross und die letztere gleichzeitig hinreichend tief ist, liegt die Grenze tief, und sie steigt rasch gegen trockenere oder (weniger rasch) gegen wärmere Gegenden. Die Vergletscherungsgrenze bildet deshalb immer eine geneigte Fläche.

Im Verhältnis zur Richtung dieser Neigung zeigt sich, dass die Orientierungen der Gletscher ganz verschiedene Lagen einnehmen können.

In Skandinavien, wo die Vergletscherungsgrenze von der Küste nach dem Binnenland steigt, zeigen die Gletscher gleiche Richtung *mit* der Steigung, von westlichen Winden nach Osten orientiert. In Alaska steigt die Vergletscherungsgrenze ebenfalls rasch vom stillen Ozean nach dem Binnenland. In den östlicheren Teilen (z. B. auf dem Mount Wrangell) sind auch die grössten Gletscher nach dem Innern des Landes gerichtet, *mit* der Steigung der Vergletscherungsgrenze; in den westlicheren aber (z. B. auf dem Mount Mc Kinley) ist die Orientierung umgekehrt, dort liegen die grössten Gletscher, von nördlichen Winterwinden orientiert, nach

und 3210 m variieren. In diesem Fall liegt also ein Unterschied von 740 m zwischen den Grenzwerten vor, und nur eine geringe Anzahl von Bestimmungen liegen in der Nähe des oben genannten Mittelwertes.

Sucht man z. B. die Schneegrenzdepression in einem Gebiet für die Eiszeit zu bestimmen, so kann man im allgemeinen nur erwarten, den Wert für die Eiszeitschneegrenze vermittelt irgend eines einzelnen Gletschers zu finden. Abgesehen von der schweren und immer unsicheren Bestimmung dieser Schneegrenze für einen vorzeitlichen Gletscher, von anderen Fehlerquellen zu schweigen, liegt deshalb bei der Anwendung einer solchen mit dem Mittelwert berechneten Karte wenig Wahrscheinlichkeit und durchaus keine Sicherheit vor, dass die berechnete Depression auch nur annäherungsweise richtig ist. — Wendet man bei einer solchen Vergleichung die Schneegrenzenwerte an, die aus *demselben* wohl individualisierten Gletscher während seiner verschiedenen Ausbreitung in der Gegenwart und zur Eiszeit gewonnen sind, was z. B. in den hohen und steilen Bergen der Tropen oder Zentralasiens möglich ist, so erhält man doch sicherere Werte.

Süden, *gegen* die Steigung gerichtet. In der Sierra Nevada (Kalifornien) steigt die Vergletscherungsgrenze nach dem Kontinent, und die Gletscher sind ebenfalls nach dieser Seite gerichtet. Umgekehrt ist das Verhältnis östlich auf demselben Breitengrad in den Rocky Mountains (Colorado), wo die Vergletscherungsgrenze nach Westen oder Südwesten steigt, während die Gletscher ausnahmslos nach Osten oder Nordosten exponiert sind. In den Alpen liegen die einzelnen kleinen Gletscher überall nach Nordosten, während die Vergletscherungsgrenze nach ganz getrennten Richtungen innerhalb der verschiedenen Teile dieses Gebietes fällt. In Ecuador fällt die Vergletscherungsgrenze nach Osten, während die Gletscher in verschiedenen Teilen nach der gerade entgegengesetzten Seite orientiert sind, sowohl *mit* dem Fallen der Grenze, wie *gegen* dasselbe.

Die Orientierung der Gletscher zeigt sich also unabhängig von der Höhenlage und Neigung der Vergletscherungsgrenze und deshalb auch von den Faktoren, die für diese bestimmend wirken (Niederschlag und Temperatur in geeigneter Kombination). Sie wird, wie schon erwähnt, ausschliesslich von der Richtung der vorherrschenden niederschlagsführenden Winterwinde bedingt.

Die *klimatische Schneegrenze* wiederum liegt auf dem besonderen Berge oder der Bergkette *immer* (wenn die Gletscher sich frei ausbilden können, so dass ihre Richtung nicht durch topographische Hindernisse beeinflusst wird) zuniederst der Seite, die die grössten und die grösste Tiefe erreichenden Gletscher trägt, d. h. auf der Leeseite. Die Ursache liegt in den Bestimmungsmethoden dieser Grenze, die der Flächengrösse der einzelnen Gletscher oder von dieser abhängigen Höhenzahlen referieren. Man sieht oft die Angabe, dass eine gewisse Seite eines Berges eine gewisse Schneegrenze habe, eine andere Seite eine andere u. s. w. Ein typisches Beispiel dafür sind W. REISS' Schneegrenzenbestimmungen des vulkanischen Berges Cotopaxi in Ecuador. Er fand, dass die Schneegrenze auf der Nordwestseite 4763 m, auf der Nordseite 4741 m liege; auf der Ostseite auf verschiedenen Punkten 4646, 4555 und 4572 m, auf der Südseite 4629 m, auf der Westseite 4627 m. »Die Zahlen zeigen deutlich, dass die Schneegrenze an der Ostseite des Berges 100—200 m tiefer liegt als an den übrigen Abhängen«.¹

Erst durch die Berechnung des Mittelwertes erhält man die Höhe, die dann in die *allgemeine Neigung* eingetragen werden kann, welche die Schneegrenze über das Vergletscherungsgebiet *im grossen* aufweist. Diese allgemeine auf diese Weise ausgeglichene Neigung wiederum geht, wie oben erwähnt, ungefähr parallel mit der Vergletscherungsgrenze und wird auch hauptsächlich² von denselben Faktoren bestimmt wie diese.

¹ REISS, W. und STÜBEL, A., Das Hochgebirge der Republik Ecuador Bd. II (1902), S. 88. — Solche Bestimmungen der *klimatischen Schneegrenze* müssen natürlich streng von solchen der *temporären Schneegrenze* (untere Grenze für neugefallenen Schnee) auseinander gehalten werden.

² Weil die Bestimmungsmethoden für die klimatische Schneegrenze der Höhenlage der Gletscher referieren, wirkt auch die Skulptur des gletschertragenden Berges auf die

Als Beispiel einer solchen Mittelwertberechnung wähle ich die, die G. FLUSIN für Grandes Rousses (Dauphiné, Frankreich) ausführte.¹ Die Gletscher auf diesem in ungefähr nord-südlicher Richtung streichenden Massiv (Fig. 6) sind von den hier herrschenden südwestlichen Winden orientiert. Die Höhe der Vergletscherungsgrenze fällt über dem Massiv von 3150 m im Süden bis zu 3025 m im Norden; der höchste Gipfel, der Pic de l'Etendard, ist 3470 m. Die Höhen der Schneegrenze für die verschiedenen Gletscher² wurden nach HESS' Methode bestimmt.

	Orientierung	Schneegrenze	Meter	Meter
Glacier de Saint Sorlin	NE	{linker Rand rechter Rand	2800 2740}	2770
Glacier des Quirlies	E	{linker Rand rechter Rand	2820 2730}	2775
Glacier des Malatres	ESE	{linker Rand rechter Rand	2830 2790}	2820
Glacier du Grand Sablat	SE	{linker Rand rechter Rand	2890 2930}	2910
Glacier de Sarennes	S	{linker Rand rechter Rand	3000 2950}	2975
Glacier des Rousses	W—WNW	{linker Rand rechter Rand	2900 2860}	2880
Glacier de la Barbarate	NW	{linker Rand rechter Rand	2880 2880}	2880
Glacier de la Cochette	NNW	nicht genau bestimmbar (2800)		

Der Mittelwert für all diese Bestimmungen ist 2851 m: »l'altitude moyenne de la ligne de névé, dans le Massif des Grandes Rousses, est 2850 m».

Um die Einwirkung der Orientierung auf die Höhenlage der Schneegrenze zu finden, gruppiert FLUSIN die Gletscher auf folgende Weise:

Orientierung	Gletscher	Schneegrenze Meter	Mittelwert Meter
N	{Saint Sorlin Cochette	2770 2800}	2780
E	{Quirlies Malatres	2775 2820}	2800
S	{Grand Sablat Sarennes	2910 2975}	2945
W	{Rousses Barbarate	2880 2880}	2880

Höhenlage dieser Grenze ein, denn die Form und Höhenlage der Gletscher wird in bedeutendem Grade von diesem Faktor beeinflusst. Wird die Schneegrenze durch einen Gletscher bestimmt, der in einem tief unter dem Gipfel erodierten Tal liegt, wird die Grenze relativ niedrig; liegt der Gletscher an der Flanke eines glatten Abhanges wird sie relativ hoch.

¹ G. FLUSIN, C. JACOB und J. OFFNER., Études Glaciaires, Géographiques et Botaniques dans le Massif des Grandes Rousses. Ministère de l'agriculture, Études glaciologiques, 1909, S. 92—97.

² Die kleinsten Gletscher sind in FLUSIN's Berechnung nicht aufgenommen.

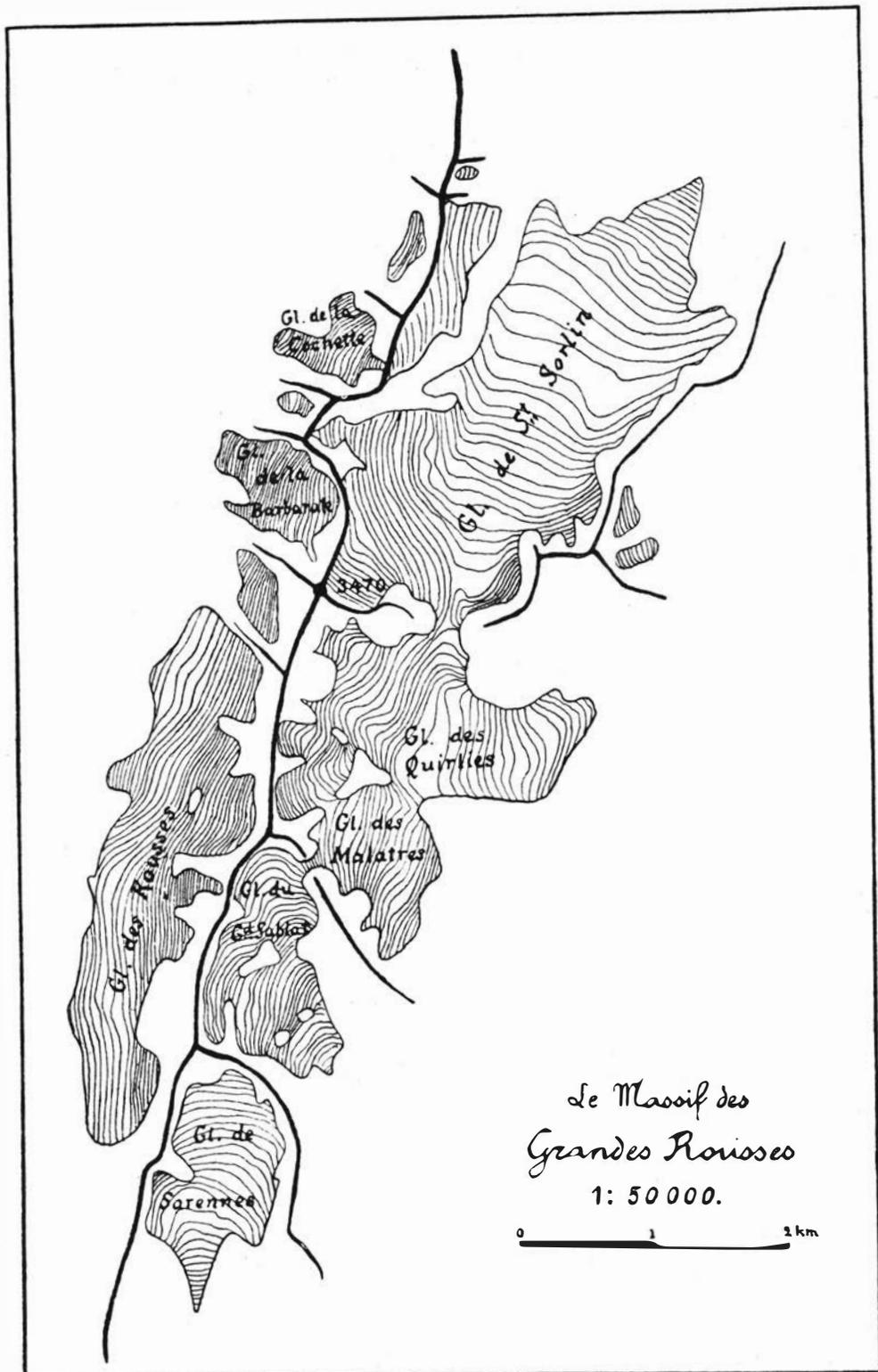


Fig. 6. Die Verteilung der Gletscher auf den Grandes Rousses.

FLUSIN giebt folgende Zusammenfassung: »Ces résultats confirment pleinement le premier principe général dégagé par RICHTER et JEGERLEHNER: pour les glaciers d'un même massif, la limite du névé est plus basse sur le versant Nord (2780 m) que sur le versant Sud (2945 m). En outre, sur les versants Est et Ouest, la limite du névé se trouve à des altitudes intermédiaires entre celle du versant Nord et celle du versant Sud».

In Wirklichkeit beruht dieses erhaltene Resultat nicht auf der Lage im Verhältnis zu gerade diesen Himmelsrichtungen, sondern darauf, dass die Gletscher in den Alpen von Winden aus Südwest nach Nordost orientiert werden. Die Schneegrenze ist deshalb auf der Ostseite niedriger als auf der Westseite, wie sie auch niedriger auf der Nordseite ist als auf der Südseite. In andern Gegenden der Erde, wo andere Windverhältnisse herrschen, erhält man ganz andere Resultate.

Durch solche Berechnungen des Mittelwertes für die einzelnen Berge (oder oft auch Berggruppen) wird also der Einfluss des Windes auf die Ausbildung der Schneegrenze eliminiert.

Eine gute Illustration zu dem oben geschilderten Verhältnis liefert v. HANN, wenn er nach C. DIENER die Ausbildung der Schneegrenze am Himalaja schildert.¹

»Durch HOOKER, STRACHEY, die Brüder SCHLAGINTWEIT und andere wissen wir, dass die Schneegrenze auf der Südseite des Himalaja ungeachtet der höheren Temperatur infolge der reichlicheren Niederschläge tiefer liegt als auf dessen Nordseite, die an das kältere, aber viel niederschlagsärmere Hochland von Tibet grenzt. Diese von allen Beobachtern konstatierte Tatsache fand C. DIENER auch im Zentralhimalaja bestätigt. Keineswegs zutreffend ist aber die Vorstellung, als ob an der wasserscheidenden Kette selbst, oder überhaupt an einer einzelnen Kette des Gebirges ein derartiger Unterschied in der Höhe der Schneegrenze sich geltend machen würde. In jeder einzelnen Kette reicht vielmehr die Schneelinie auf den nach Nord gerichteten Gehängen tiefer herab als auf der Südseite. Dieser normale Unterschied zwischen Nord- und Südhang in jeder einzelnen Kette wird aber mehr als aufgewogen durch das anormale Hinauf-rücken der Schneegrenze in der nach Norden hin zunächst folgenden Kette. Zwar verläuft auch an dieser die Schneelinie auf der Nordseite weniger hoch als auf der Südseite, aber sie liegt hier schon um ein Beträchtliches höher als auf der Südseite der vorigen Kette. Wenn man also das Gebirge als Ganzes betrachtet, verläuft in der Tat die Schneegrenze auf der tibetanischen Seite in erheblich bedeutenderer Höhe als auf der indischen Abdachung.»

In diesem Beispiel findet man also den Fall, dass die Schneegrenze in ihrem »allgemeinen« Verlauf nach Süden fällt, während ihre Ausbildung

¹ v. HANN, G., Handbuch der Klimatologie³. Stuttgart 1908, Bd. I, S. 271. — DIENER, C., Schneegrenze und Gletscher im Zentralhimalaja. Deutsche Rundschau für Geografie. XVI.

in jeder einzelnen Bergkette gerade entgegengesetzt ist. Südliche Winde haben die einzelnen Gletscher gegen Norden orientiert, und nach derselben Richtung steigt die Schneegrenze wegen der immer abnehmenden Niederschläge. Dieser Fall ist, abgesehen von der Windrichtung, vollständig analog mit dem, der beispielsweise in Skandinavien vorliegt. Gleicht man in diesem Beispiel durch Mittelwertsberechnung die Schneegrenzen der Gletscher für eine jede der einzelnen Bergketten oder Berge aus, wie z. B. JEGERLEHNER bei der Konstruktion seiner bekannten Karte über die klimatische Schneegrenze in den schweizerischen Alpen getan hat, so wird die Einwirkung der Windrichtung eliminiert, und da steigt auch die klimatische Schneegrenze gegen den Kontinent auf »normale« Weise.

Mann muss diese zwei Arten der Schneegrenze streng von einander scheiden, deren Ausbildung auf ganz verschiedenen Faktoren beruht. Bisher wurden sie miteinander vermischt.

Nachdem die Vergletscherungsgrenzfläche konstruiert ist, kann man leicht bestimmen, wie weit der gletschertragende Berg über diese hinausragt, wie auch wie tief unter derselben ein Berg ohne Gletscher liegt.¹

Die Grösse der Vergletscherung ist abhängig von der Höhe und der Ausdehnung, mit welcher der Berg über die Vergletscherungsgrenze reicht. Reicht sie nur unbedeutend über diese hinaus, so wird nur ein unbedeutender Schneeüberschuss ausgefällt, und es bildet sich nur ein einzelner kleiner Gletscher. Dieser liegt dann *ausnahmslos* in Lee vor den herrschenden Winterwinden.

Reicht der Berg weiter über die Vergletscherungsgrenze hinaus, so nimmt der Gletscher an Grösse zu, und bei grösserer Höhe bilden sich mehrere Gletscher auf demselben. In diesem Falle liegen die grössten Gletscher in Windlee, während die in Luv gebildeten bedeutend kleiner sind.

Doch kann bei einer intensiveren Vergletscherung eine andere, ja geradezu entgegengesetzte Sachlage vorkommen, wenn der Berg nicht frei liegt, sondern mechanische Hindernisse für die freie Ausbreitung der Gletscher in der Windrichtung im Wege liegen. Eine nahe liegende Bergpartie in Leerichtung kann nämlich die Ausbreitung nach dieser Seite verhindern und die Gletscher, wenn sie hinreichend gross sind und hinreichend tief reichen, zwingen, Tälern zu folgen, die in anderer Richtung gehen.

Solche Fälle sind in hochalpinen Gegenden nicht selten. So fliesst in der Schweiz — einem Gebiet über welches südwestliche Winterwinde wehen — der grosse Aletschgletscher nach Süden. Dies beruht darauf, dass die hohen Gipfel und Kämme (Aletschhorn und andere), die die Hauptmenge des Schneeüberschusses niederschlagen, der diesen Gletscher aufbaut, südlich und also luvwärts der Wasserscheide der Berner Alpen liegen. Noch ein Beispiel ist der Pärtetjokko in schwedisch Lapland

¹ Das letztere ist von Bedeutung bei Vergleichung der Höhenlage der jetzigen Vergletscherungsgrenze mit derjenigen der Eiszeit.

(topograph. Kartenblatt Sjangeli), von dem die zwei grössten Gletscher durch Täler abfliessen, die hauptsächlich nordwestliche Richtung haben.¹

Auch in diesen Fällen wird indessen die Hauptmenge des Schnees, der die Gletscher aufbaut, in Windlee der höchsten Bergpartien abgelagert. Die kleinen, in der Nachbarschaft liegenden, vereinzelt auftretenden Gletscher, weisen jedoch immer ganz sicher die Windrichtung auf. Diese erstrecken sich nämlich niemals so tief, dass sie unter solch störenden Einfluss der Topographie kommen.

Zusammenfassung.

Als Zusammenfassung des Vorausgehenden kann folgender Satz aufgestellt werden:

Gletscher und perennierende Schneefelder sind hauptsächlich auf der Seite eines Berges ausgebildet, die in Lee der vorherrschenden schneeführenden Winde liegt.

Dieser gesetzmässige Zusammenhang zwischen der Orientierung der Gletscher und der Windrichtung muss natürlich mit grossem Vorteil für klimatische Untersuchungen angewendet werden können. Durch Beobachtungen über die verschiedene Verteilung der Gletscher dürfte man nämlich die Richtung der vorherrschenden Winterwinde in gletschertragenden Gebieten herausfinden können. Die Bestimmung, welche Seite eines Berges oder eine Bergkette am stärksten vergletschert ist, bereitet während einer Sommerreise wenig Schwierigkeiten, und gibt es topographische Karten, welche die Gletscherverteilung einigermaßen korrekt wiedergeben, so kann man die vorherrschende Windrichtung mit einem einzigen Blick auf diese finden. Dies ist bedeutungsvoll, da in manchen Hochgebirgsgegenden der Erde direkte Windobservationsserien fehlen, und solche auch, besonders im Winter, nur mit grossen Schwierigkeiten angeordnet werden können, so z. B. in den Anden Südamerikas, in den schwerzugänglichen Bergketten Asiens und den selten besuchten Teilen der Polargebiete.

Die Schlussfolgerungen, die man aus solchen Beobachtungen ziehen kann, sollten natürlich, wenn möglich durch direkte Windobservationen kontrolliert werden. Dabei ist doch zu beachten, dass solche Observationen, besonders wenn in Talstationen gemacht, oft ganz lokale, von der Topographie der Umgebung verursachte Winde aufweisen, die bedeutend von der höheren, frei ausgebildeten Windrichtung abweichen können. In Gebieten, wie den Tropen, wo verschiedene Windsysteme in verschiedener Höhe über Meer wehen, ist auch zu beachten, dass diese sich mit grossen

¹ Auch einige Plateaugletscher von norwegischem Typus sind hieher zu rechnen, da die Vergletscherungsgrenze über der Luvseite der flachen Bergplateaus, auf welchen sie gebaut sind, auf Grund ihrer grossen Ausdehnung, bedeutend tiefer liegt als über den mehr nach Lee gelegenen Partien.

horizontalen wie vertikalen Beträgen in verschiedenen Jahreszeiten verschieben, weswegen direkte Windbeobachtungen, die, wie es oft der Fall ist, während der für Reisen günstigsten Jahreszeiten angestellt wurden, keineswegs für die Jahreszeiten gelten müssen, in denen der Schneeniederschlag sich auf den höchsten Gipfeln ansammelt.

In einem Gebiet, auf welches die Resultate der physischen Geographie oft mit grossem Vorteil übertragen werden können, in der Eiszeitforschung, scheint diese Methode die Richtung der Winde zu bestimmen, von sehr grosser Bedeutung zu sein. Statt allgemein gehaltener Schlussfolgerungen, die auf der Luftdruckverteilung basiert, die die Verteilung des Landeises, der Kontinente und Meere bewirkte, kann man durch das Studium der Spuren, die wir von den Gletschern der Eiszeit haben, vor allem der Orientierung der Moränen und Gletschernischen, die damals herrschenden Winde auf verschiedenen Teilen der Erde *direkt ablesen*. Durch Vergleichung mit den jetzigen Verhältnissen dürften dadurch *sichere* Schlussfolgerungen betreffend das Klima der Eiszeit gezogen werden können.¹ Von grossem Vorteil ist dabei, dass sich während der Eiszeit Gletscher in zahlreichen Gebieten fanden, die weit unter der jetzigen Vergletscherungsgrenze liegen, weswegen das Beobachtungsnetz dichter und weit ausgebreiteter wird, als was die Ausbreitung der jetzigen Gletscher an die Hand giebt. Eine solche Untersuchung werde ich im folgenden durchzuführen versuchen, neben derjenigen über die jetzigen Gletscher.²

Die verschiedenen Ansichten, die man bei der Erklärung der Schnee- und Eisverteilung auf den Bergen geltend gemacht hat, werde ich im folgenden mit den Schilderungen der herrschenden Verhältnisse in den verschiedenen Gebieten zusammenstellen. Während die Ansicht, die ich in dieser Arbeit vertrete, von verschiedenen Forschern als Erklärung aufgestellt wurde, haben andere, und dies gilt beinahe ausnahmslos von Gebieten, in denen die Windverhältnisse nicht so klar liegen wie in den Westwindgebieten, andere von dieser abweichende, oder widersprechende Theorien vorgebracht. Im Allgemeinen wurde dieser Sache doch wenig oder keine Bedeutung beigemessen, und irgend ein durchgeführter Versuch, die Verhältnisse in verschiedenen Gebieten zusammenzustellen, oder die Tragkraft der verschiedenen Theorien zu prüfen, wurde nicht angestellt. Da es deswegen in diesem Fall keine Literaturzusammenstellung gibt, war es mit nicht unbedeutenden Schwierigkeiten verknüpft, aus den ihrem Inhalt und

¹ »The meteorological conditions of the Ice Age are as yet but little known. When they are cleared up much light may be shed upon what now seem to be glacial eccentricities» [F. LEVERETT, Comparison of North American and European glacial deposits. Z. f. Gletscherk. IV (1910), S. 342].

² Diese Methode kann auch mit grossem Vorteil als Kontrolle für die Richtigkeit zweifelhafterer Bestimmungen der Eiszeitgletscher angewendet werden, indem, wie aus dem folgenden hervorgehen wird, eine besonders ausgeprägte Übereinstimmung der Orientierung in den respektiven Gebieten der Erde sich fand. Aus demselben Grund kann man bei Felduntersuchungen von Vorneherein wissen, auf welcher Seite eines Berges man sowohl die heutigen Gletscher wie Spuren solcher aus der Eiszeit zu suchen hat.

Zweck sehr verschiedenen Arbeiten, die möglicherweise diese Frage in verschiedenen Ländern und Weltteilen berühren konnten, die faktisch herrschenden Verhältnisse zusammenzustellen. Natürlich sind deswegen Beobachtungen und Äusserungen über diese Sache meiner Aufmerksamkeit entgangen.

Ich setze bei der Deutung von Eiszeitercheinungen voraus, dass die Eiszeit ein Phänomen war, das gleichzeitig alle Teile der Erde traf. Diese Voraussetzung teilen heute, soweit mir bekannt ist, alle Forscher, die tiefer in die fraglichen Probleme eingedrungen sind.¹

Im folgenden werde ich der Einfachheit halber durchgehend den Ausdruck »Eiszeit« anwenden, womit ich die letzte und bestbekannte meine. Wenn nichts anderes besonders hervorgehoben wird, bezieht sich die Deutung auf die Verhältnisse während des Maximums. Die Verhältnisse, die beim Aufhören der Eiszeit eintrafen, berühre ich in dieser Untersuchung nicht.

Die früheren Eiszeiten, über deren Anzahl in verschiedenen Teilen der Erde man noch nicht zu voller Klarheit gekommen ist, haben doch ziemlich sicher ganz analoge Entwicklungen durchlaufen wie diese, was aus der nahen Übereinstimmung in der Ausbreitung hervorgeht, die ihre Gletscher unter sich und mit dieser aufweisen. Die im grossen und ganzen unbedeutenden Unterschiede zwischen den Vergletscherungen der verschiedenen Eiszeiten lassen sich wohl erklären, teils durch die verschiedenen Höhen der Vergletscherungsgrenze, teils — und dieser Faktor war von grosser Bedeutung — durch die bedeutende Erosion, die die Berge im Verlauf der Zeiten erfahren haben.

¹ »Eine Reihe von Tatsachen stehen schon heute vollkommen fest, die zur Beurteilung des Klimas der Eiszeit oder besser der Geschichte des Klimas des Eiszeitalters von fundamentaler Bedeutung sind. Da ist zunächst hervorzuheben, dass die Eiszeit kein lokales, sondern ein ganz allgemeines Phänomen gewesen ist; sie äusserte sich auf der ganzen Erde als einer Steigerung der Gletscherentwicklung. — — — Man hat die Frage aufgeworfen, ob die Nordhemisphäre und die Südhemisphäre ihre Vergletscherung gleichzeitig gehabt haben. Die Frage darf heute als erledigt gelten, da auch für die Tropen eine einstige, weit stärkere Vergletscherung festgestellt worden ist.« (E. BRÜCKNER in *Compte rendu du XI^me Congrès Géologique International*. Stockholm 1912, S. 380.)

Spezieller Teil.

Europa.

Jetzige Verhältnisse.

Über einem grossen Teil Europas herrschen durchschnittlich westliche Winde, welche, wie das im allgemeinen im nördlichen Westwindgebiet der Fall ist, eine ausgeprägte Neigung nach Nordosten haben. Deswegen sind die Gletscher und die Schneefelder des Sommers in diesem Weltteil grösstenteils nach Nordosten exponiert.

Das ist der Fall bei dem südlichsten Gletscher Europas auf der spanischen Sierra Nevada. Nach O. QUELLE liegen auch auf diesem Berg die Firnflecken »fast ausnahmslos nach Norden und Osten exponiert« und dies obwohl »die West- und Südwestseite reich an Niederschlägen ist«, während auf den entgegengesetzten Seiten »grösste Trockenheit herrscht.« QUELLE hebt auch hervor: »an den Stellen, wo der Wind grössere Schneemengen zusammengeweht hat . . . halten sich die Schneefelder sehr lange«. ¹

Auch die Gletscher auf den Pyrenäen sind besonders deutlich nach Nordosten orientiert. Nur ganz unbedeutende Gletscher liegen nach Westen oder Süden und das nur unter den höchsten Spitzen, die dann immer relativ grosse Gletscher in entgegengesetzten Richtungen ausgebildet haben. »Remarquar la corrélation avec les vents dominants de Sud-Ouest à Nord-Est ce qui est normal en janvier et en fevrier«. ²

In den Alpen liegen die frei entwickelten kleinen Gletscher mit der Nordostlinie als Mittelrichtung, was aus den topographischen Kartenwerken der verschiedenen alpinen Länder hervorgeht. Auf intensiver vergletscherten Bergmassiven geht diese Orientierungsrichtung daraus hervor, dass auf meridional streichenden Bergkämmen die nach Osten gerichteten Gletscher die westlich orientierten an Grösse stark überwiegen, während auf ost-westlich streichenden die nördlichen bedeutend grösser sind als die süd-

¹ QUELLE, O., Beiträge zur Kenntnis der spanischen Sierra Nevada. Z. Ges. Erdk. Berlin 43 (1908), S. 294.

² GANNER, L., Observations glaciaires dans les Pyrénées. Ministère de l'agriculture, Études glaciologiques. t. III (1912), S. 166.

lichen.¹ Scheinbare Ausnahmefälle sind behandelt auf Seite 22. Aus einer Darstellung der Schneeeverhältnisse Savoyens geht hervor, dass in 60—80 0/0 west- und südwestliche Winde Schneebringer sind², und ähnlich dürften die Verhältnisse in den meisten übrigen Teilen der Alpen sein.

F. RATZEL hat in seiner klassischen Arbeit »Die Schneedecke, besonders in deutschen Gebirgen«³, diese Frage eingehend behandelt. So äussert er auf S. 155: »Ist aber Schnee in einem Sturme bei weniger als 0° gefallen, dann zeigt er sich zunächst über Senken, Pässe, Kämme von der Wind- auf die Leeseite hinübergeworfen, und dies erklärt vor allem das als Folge vorherrschender Westwinde so häufig bei uns zutreffende Uebergewicht der Schneeanstimmungen auf den östlichen im Gegensatz zu den westlichen Gehängen. An jedem Bergkamm, der in die Schnee-

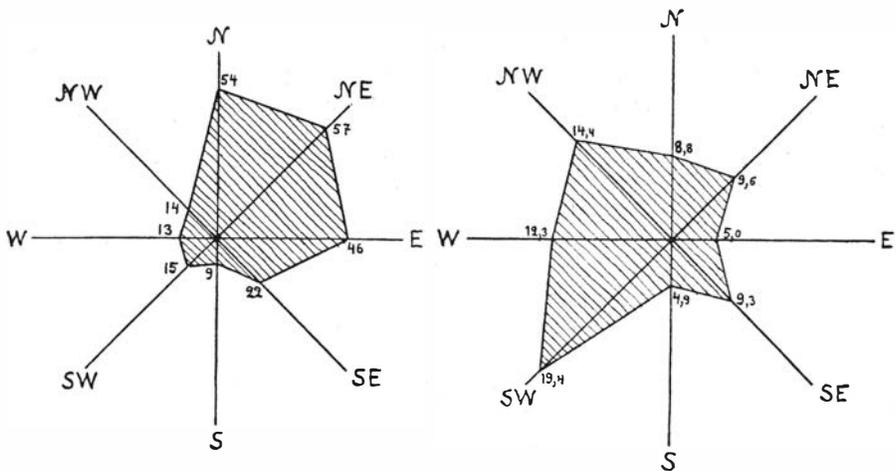


Fig. 7. Verteilung der Schneefelder im Schwarzwald.

Fig. 8. Windrose des Schwarzwaldes.

region ragt, verhält sich eine Seite anders zum Schnee als die entgegengesetzte. So sind am Wendelstein häufig Süd- und Westseite schneelos, dagegen Nord- und Ostseite schneereich durch Ueberwehung. Es ist wohl zu beachten, dass in Mitteleuropa der Niederschlagswind in keiner Zeit des Jahres so ausgesprochen Südwest ist wie im Winter; im Frühling geht er in Nordwest über».

Der nahe Zusammenhang zwischen der vorherrschenden Windrichtung und den Himmelsgegenden, in welchen die Schneefelder, die nach dem Winter liegen bleiben, exponiert sind, geht mit grosser Deutlichkeit aus einer Untersuchung F. KLUTES über die Lage der Schneereste im Schwarz-

¹ Auch die Gletscher in Westasien liegen, wie auf Tafel I angedeutet ist, nach Nordosten orientiert. Dasselbe ist dort auch der Fall mit den perennierenden Schneefeldern.

² Meteor. Z. 1912, S. 37.

³ Forsch. z. Deutschen Landes- und Volkskunde, IV (1889).

wald hervor.¹ Alles in allem hat er 230 Angaben bearbeitet, die er aus herumgesandten Frageformularen erhielt. Aus Fig. 7, die die Himmelsgehenden zeigt, in welchen die Schneefelder exponiert lagen, geht das grosse Übergewicht der nordöstlichen Exposition (und der angrenzenden Richtungen) hervor. Fig. 8 zeigt die Windrichtungen über dem Schwarzwald, ausgedrückt in Prozent (Windstille 16. 3), die aus 7 Stationen in den Jahren 1888—1897 berechnet wurden. »Man sieht, dass die Winde aus den westlichen Quadranten überwiegen. Im Schwarzwald herrschen also, wie in Süddeutschland überhaupt, westliche Winde vor« (a. a. O., S. 14). Wären die Windrichtungen, wie das für die vorliegende Frage am geeignetsten gewesen wäre, nur für die Wintermonate berechnet worden, so hätten sich die südwestlichen Winde noch weit dominierender gezeigt und die

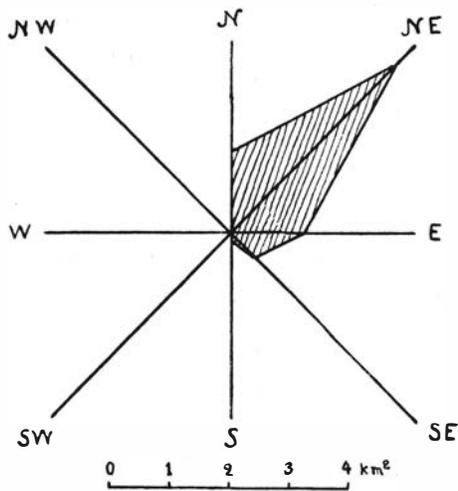


Fig. 9. Verteilung der Gletscher auf dem Kartenblatt »Velfjorden«, Norge.

Übereinstimmung zwischen den beiden Figuren wäre grösser gewesen. »Im allgemeinen besteht die Neigung, dass im Winter der meiste Niederschlag bei Südwest-, im Sommer bei West- und Nordwestwind fällt.«²

KLUTE schreibt ebenfalls dem Wind den Hauptanteil an der Ursache für die Exposition des Schneefeldes nach Nordosten zu: »Was die Exposition betrifft, so tritt ein starkes Vorwalten der nordöstlichen Richtung, der Gegenseite der Südwestrichtung der Winde, zu Tage« (a. a. O. S. 24). »Auf allen Hochflächen und Kämmen hingegen wird der Schnee übergeweht und bildet an den Nordostseiten typische Wächten« (a. a. O. S. 15).

¹ KLUTE, F., Die Schneereste des Schwarzwaldes im Frühsommer und die Beziehungen ihrer Lage zu den Stellen ehemaliger Vergletscherung. Ber. naturf. Ges. Freiburg. i. Br. XIX (1911).

² SCHWALBE, G., Über Regenwindrosen und über den Anteil des Schnees an der Gesamtmenge des Niederschlages. Tätigkeitsbericht K. Preuss. Met. Inst. 1914 (1915), S. 104.

Er rechnet auch stark mit dem Schutz, den sie in dieser Lage vor der Sonnenbestrahlung und warmen oder regenbringenden Winden haben.

Schon in der Einleitung wurde das grosse Übergewicht gezeigt, das die östliche und vor allem die südöstliche Orientierung der Gletscher in den Berggegenden Schwedens hat, eine Orientierung, die ihren deutlichen Ausdruck in Fig. 1 erhält. Als Beispiele für bekanntere Gletscher mit diesen Orientierungen können genannt werden: der Kårsogletscher ($68^{\circ} 20'$ n. Br.), die grossen Sulitälmagletscher ($67^{\circ} 8'$ n. Br.), der Ammargletscher ($66^{\circ} 5'$ n. Br.) und der Helagsfjällgletscher ($62^{\circ} 54'$ n. Br.).

Kommt man nun aber von dem schwedischen Lappland weiter nach Westen nach den zunächst der Küste Norwegens gelegenen Bergen, so haben wir zwar immer noch östliche Orientierung, aber nun mit ausgesprochen nordöstlicher Richtung; die südöstliche tritt vollständig zurück. Als Beispiel dafür wähle ich die Gletscher auf dem norwegischen Kartenblatt »Velfjorden«. ¹ (Fig. 9.)

Die Abhängigkeit der Gletscherorientierung von den Richtungen der herrschenden niederschlagtragenden Winterwinde ist in diesen Gegenden ganz deutlich.

In dem östlich gelegenen Berggebiet, Lappland, herrscht der Nordwest. »Der Nordwest ist — wie es scheint — der heftigste Sturmwind«, und dieser verursacht, »dass gerade die Nordseite der Hügel schneefreier ist als die Südseite.« ² Die Wolken bewegen sich auch über Lappland zur Winterzeit von Nordwesten (im Sommer von Westsüdwesten). ³

Bei und in der Nähe der Küste des atlantischen Ozeans dagegen kommen die niederschlagtragenden Winde in weit überwiegender Mehrzahl von Südwesten, was aus H. MOHN's Berechnungen der Niederschlags-Windrosen in Norwegen hervorgeht. ⁴ Als charakteristisches Beispiel wähle ich aus diesem Brønno ($65^{\circ} 28'$ n. Br. $12^{\circ} 13'$ ö. L.), welche Station unmittelbar bei dem eben genannten Vergletscherungsgebiet des Kartenblattes »Velfjorden« gelegen ist ⁵:

¹ Die Gletscher liegen sämtliche in einem Gebiet, das von $65^{\circ} 20'$ — $65^{\circ} 35'$ n. Br. und $12^{\circ} 55'$ — $12^{\circ} 75'$ ö. L. begrenzt wird. Auf der Karte Fig. 3 ist die Lage dieses Gebietes in der südwestlichen Ecke mit einer Vergletscherungsgrenzhöhe von ungefähr 1100 m. Lage und Oberflächengrösse der Gletscher sind in dem Gebiete vom Verf. bestimmt; das topographische Kartenblatt ist hier in dieser Hinsicht äusserst fehlerhaft.

² HAMBERG, A., Die Eigenschaften der Schneedecke etc. S. 45. — A. G. HÖGBOM hat früher für die südlicheren Berggegenden Schwedens mit grossem Nachdruck die schneetransportierende Fähigkeit der schneeführenden westlichen Winde hervorgehoben [Geol. För. Förhandl. 19 (1897), S. 316—17].

³ v. HANN, J., Lehrbuch der Meteorologie³, Leipzig 1915, S. 287.

⁴ MOHN, H., Klima-Tabeller for Norge. XIII. Nedbør-Vindroser. Videnskabs-selskabets Skrifter. I. Math.-naturv. Kl. 1900. No. 1.

⁵ Die Zahlen der Tabellen geben die Niederschlagshäufigkeit berechnet für 1000 Beobachtungen an.

1876—95	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Stille
Januar	15	2*	6	9	42	97	20	22	15
Februar	11	2*	6	4	23	77	22	19	11
März	17	3*	3	6	24	75	19	28	12
April	19	4*	4	4	18	53	14	16	14
Mai	15	3*	4	3	9	69	15	11	15
Juni	14	1*	2	2	14	61	10	8	9*
Juli	13	2*	3	3	7	59	11	9	12
August	19	1*	3	3	13	53	11	5	17
September . .	12	5	4*	8	23	98	24	11	19
Oktober	24	3	2*	13	20	74	16	20	20
November . . .	14	4*	4	9	31	81	24	18	17
Dezember . . .	12	4*	5	8	30	85	18	12	18
Jahr	15	3*	4	6	21	74	17	15	15

Gehen wir weiter nach Osten längs desselben Breitengrades zu der an der schwedischen Grenze gelegenen Station **Hatfjelddalen** ($65^{\circ} 34'$ n. Br. $14^{\circ} 1'$ ö. L.), finden wir den Südwest vertauscht gegen den für Lappland charakteristischen Nordwest:

1884—95	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Stille
Januar	0*	3	8	17	5	26	31	34	118
Februar	1	1*	4	13	9	29	43	45	108
März	4	3*	5	9	5	26	47	35	95
April	4	1*	4	12	6	13	39	42	77
Mai	7	3*	6	10	5	17	22	53	56
Juni	2	2*	2*	7	7	12	37	59	41*
Juli	5	4	2*	3	6	22	24	19	63
August	4	1*	2	7	15	17	52	35	91
September . .	10	0*	3	14	21	29	46	66	116

1884—95	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Stille
Oktober . . .	8	3*	6	19	29	9	23	62	114
November . .	2	3	5	15	12	28	52	54	148
Dezember . .	1	2*	6	9	10	21	44	49	100
Jahr	4	2*	4	11	11	21	38	46	94

Die Ursache der Windablenkung nach Nordwesten über dem schwedischen Berggebiet ist ganz klar: Die Winterzeit drängt einen tiefen Keil niederen Luftdruckes östlich des Berggebietes von Norden hinunter über den bottnischen Meerbusen.¹

Die Vergletscherung der Eiszeit in Europa.

Die Eiszeit äusserte sich in Europa, ausser in der grossen totalen Vergletscherung im Norden und dem ungeheuern Anwachsen der Gletscher in den auch heute gletschertragenden Gebieten, durch die ausserordentlich grosse Anzahl kleinerer lokaler Gletscher, welche sich auf den nicht allzu niedrigen Bergen Mittel- und Südeuropas entwickelten. Aus der Lage, die die kleinen Eiszeitgletscher auf denselben einnahmen, kann man nun die Richtung der niederschlagführenden Winterwinde in dieser Zeit ablesen. Eine Untersuchung darüber zeigt, dass die nordöstliche Orientierung hier herrschend war, woraus man schliessen kann, dass die Windverhältnisse während der fraglichen Jahreszeit den jetzigen glichen.

Ein sehr beleuchtendes Beispiel in dieser Frage bietet der Schwarzwald. Von diesem Berggebiet liegen sehr umfassende Untersuchungen über die Gletscher der Eiszeit vor, und diese zum Teil von einer Genauigkeit wie von wenigen andern Gebieten. Das gilt besonders von den in Württemberg gelegenen nördlichen Teilen, da die von diesem Land herausgegebenen geologischen Kartenblätter (im Massstab 1:25000) die glacialen Bildungen mit grösster Genauigkeit eingezeichnet haben, wobei die ganz sicheren und die mutmasslichen verschieden bezeichnet sind. Es zeigt sich beim Studium dieser Karten, wie aus Tafel III.² hervorgeht, dass die als sicher bezeichneten Gletscher durchgehend von Winden orientiert sind, die von Südwesten kamen. Dasselbe ist auch so gut wie mit allen als mutmasslich bezeichneten der Fall. Fig. 10 zeigt ein Detail von einem Gebiet

¹ S. z. B. *Atlas öfver Finland 1910*, Karte No. 17.

² Vom Verf. aus den bisher herausgegebenen Blättern Obertal-Kniebis, Enzklösterle, Baiersbronn, Freudenstadt, Alpirsbach, Wildbad, Simmersfeld und Altensteig zusammengefasst.

südwestlich von Freudenstadt. Man kann für diese Teile des Schwarzwaldes beinahe mit derselben Leichtigkeit und Genauigkeit wie für ein recientes Gletschergebiet die Vergletscherungsgrenzfläche konstruieren, wie Tafel III zeigt. Die Berge reichen an sehr vielen Punkten über diese Fläche hinaus, aber immer in unbedeutendem Grade, weswegen die Gletscher, obwohl sehr zahlreich, nur ganz klein und in der Regel nur auf einer Seite der Berggrücken, auf der Leeseite, ausgebildet waren. Besonders schön erscheint hier die Gleichheit in der Orientierung dieser Eiszeitgletscher mit den Schneeresten der Gegenwart während des Vorsommers. (Vgl. die früher angef. Arb. von F. KLUTE). Aus diesem Verhältnis kann der Schlusssatz gezogen werden, dass Winde aus der gleichen Richtung —

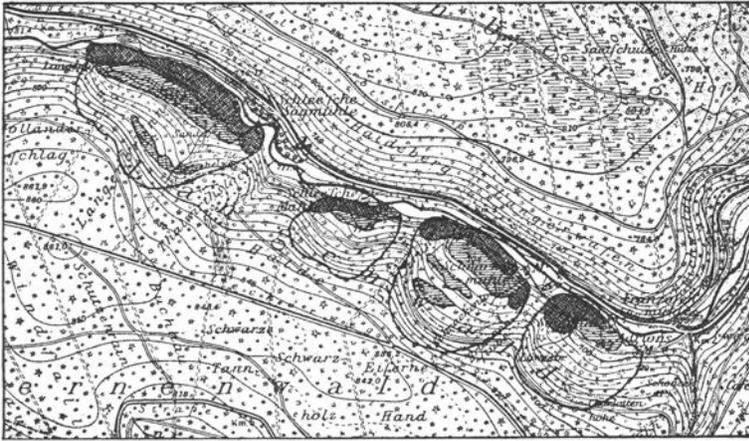


Fig. 10. Gletschernischen im Forbachtale südwestlich von Freudenstadt. Masstab 1 : 30000.

Südwest — sowohl zur Eiszeit wie heute diese Orientierung zu Stande gebracht haben. KLUTE zieht indessen diese Konsequenz nicht.

Ähnliche Orientierung der Eiszeitgletscher nach Nordosten zeigen auch die übrigen mitteleuropäischen Berge. So lag der einzige Gletscher des Thüringerwaldes »im Schneetiegel am Nordostabhang des Schneekopfs« und »noch gegenwärtig hält sich der winterliche Schnee am längsten von allen Gegenden des Thüringer-Waldes im Schneetiegel«.¹ Von südwestlichen Winden waren, wie aus J. PARTSCH's Karten hervorgeht, auch die Eiszeitgletscher des Riesengebirges und der Tatra orientiert.² In den

¹ WOLFF, K., Über die eiszeitliche Vergletscherung des Thüringer Waldes. Pet. Mitt. 1912, I, S. 201—2.

² PARTSCH, J., Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882. — PARTSCH, J., Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forsch. z. Deutschen Landes- und Volkskunde VIII (1894).

Vogesen »greifen zahlreiche Kare und Zirkustäler in die östlichen Steilabhänge ein«, während die Bergkämme »sich sanft gegen W. abdachen«. ¹

In den Alpen, die in sehr hohem Grade vergletschert waren, hatten die südwestlichen Winde zur Folge, dass sie die an Grösse weit überwiegenden Gletscher vom Nordabhang niederdrängten; diese Ablenkung nach Norden kam wegen der ausgeprägt ost-westlichen Erstreckung dieses Bergmassivs zu Stande. A. PENCK hat — obwohl aus andern Gründen — ebenfalls gefunden, dass die Westwinde die Niederschlagsbringer dieser Zeit waren. ² — Auch die zahlreichen kleineren Gletscher rings um die grosse alpine Vergletscherung zeigen dieselbe Tendenz in der Orientierung, und dasselbe war z. B. der Fall auf Korsika, was deutlich aus R. LUCERNAS Karten hervorgeht. ³

Von den Ostkarpathen liegt eine ausführliche Untersuchung von M. E. ROMER vor: »Im Świdowiec fand ich 14 karähnliche Trogtalschlüsse (1 gegen NW, 4: N, 3: NE, 4: E, 2: SE)«. Über die Ursache dieser Orientierung sagt er folgendes: »Die Prädisposition der N- und E-hänge zur Karbildung dürfte nicht nur durch Temperaturverhältnisse, sondern auch durch Anhäufung von Schneemassen im Windschatten bei herrschenden SW-Winden erklärt werden«. ⁴ ROMER ist, soweit ich finden konnte, der einzige Forscher, der mit dieser Beweisführung diesen für die Deutung der Entwicklung, die die Eiszeitbildungen in Europa durchgemacht haben, so wichtigen Schluss gezogen hat.

Für die Balkanhalbinsel liegen eine Anzahl Untersuchungen von CVIJIĆ, GRUND u. a. vor, die klar das Vorhandensein derselben südwestlichen Winde zeigen. Oft lagen die Gletscher direkt nach Nordosten; legten die Formen der Berge Hindernisse dafür in den Weg, so überwog immer die nördliche Exponierung die südliche, die östliche die westliche. Auch von diesem Gebiet liegt eine Äusserung über den nahen Zusammenhang zwischen der Lage der eiszeitlichen Kargletscher und der Verbreitung der heutigen Schneebedeckung vor: »Beide zeigen eine auffällige Übereinstimmung«. ⁵

Das skandinavische Hochgebirge war zur Eiszeit das Ausgangsgebiet einer gewaltigen, zusammenhängenden Eisdecke, die sich weit über das Tiefland Mittel- und Osteuropas erstreckte. Seine Grösse war in den zentralen Teilen höchst bedeutend; sie bedeckte vollständig — oder so gut wie vollständig — die dort über 2000 m aufsteigenden Berge. Diese Ver-

¹ LANGENBECK, R., Bau und Oberflächenbeschaffenheit der Vogesen. *Pet. Mitt.* 1914, II, S. 5.

² PENCK, A. und BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. Bd. III, S. 1144.

³ LUCERNA, R., Die Eiszeit auf Korsika. *Abh. K. K. Geogr. Ges. Wien* IX:1 (1910).

⁴ ROMER, M. E., Die Eiszeit im Świdowiecgebirge. *Bull. int. de l'Acad. Sc. Cracovie. Cl. des Sc. math. et nat. Année 1905 (1906)*, S. 797.

⁵ MAULL, O., Über Schneebedeckung in den griechischen Gebirgen. *Meteor. Z.* 1915, S. 35.

gletscherung weist — ausser der bedeutenden Grösse — Eigentümlichkeiten auf, die sie in bedeutendem Grade von den oben geschilderten Gletschern der übrigen Teile Europas unterscheiden, und die nicht erklärt werden können, ohne dass man die topographische Bildung dieses Gebirges in Betracht zieht.

Das skandinavische Hochgebirge kann im grossen gesehen als ein stark zerschnittenes Denudationsplateau betrachtet werden. Die Bergmasive, Bergrücken und Gipfel, die der Landschaft ihre Hochgebirgsnatur verleihen, sind die übrig gebliebenen Reste desselben. Diese Plateaureste, die oft ganz dicht angesammelt liegen, sind durch eine sehr grosse Zahl flacher und sich oft kreuzender Talsysteme getrennt. Eine regelmässige Zunahme an Höhe kann bei den dominierenden Gipfeln und Massiven beobachtet werden je weiter man von der Küste des atlantischen Ozeans kommt, und die höchsten Gipfel liegen in der Regel ganz nahe der Ostgrenze des Hochgebirges, wo sie doch durch ebene, in der Hauptsache nach Osten fallende Täler von einander getrennt sind. Irgend ein ausgeprägter, zusammenhängender *Höhenkamm* findet sich nicht, wie das bei jüngeren Bergketten der Fall ist, und die Täler erstrecken sich vollständig unabhängig von dieser durch die Höhe der Gipfel angedeuteten Neigung der Plateauoberfläche. Die westlich gelegene *Wasserscheide* repräsentiert deshalb keinen solchen Höhenkamm, ihre Passpunkte sind ganz niedrig, und die Berge, über die sie geht, unterscheiden sich an Höhe oder Bildung nicht von ihrer Umgebung.

In vielen Gebieten reicht dort gegenwärtig eine grössere Zahl Berge über die Vergletscherungsgrenze, hier finden sich dann Massen von Gletschern; in anderen Gebieten reichen nur einige wenige Spitzen über dieselbe, dort ist die Vergletscherung nur ganz unbedeutend. Wegen des ausgeprägten Plateaucharakters dieses Hochgebirges, der seinen Ausdruck in der im Allgemeinen recht dichten Anhäufung von Bergen mit ungefähr gleicher Höhe findet, gibt es indessen, neben diesen über die Vergletscherungsgrenze reichenden Bergen, zahlreiche Berge mit etwas geringerer Höhe, die diese Grenze nicht ganz erreichen. Eine nur ganz unbedeutende Senkung der Vergletscherungsgrenze würde indessen, abgesehen davon, dass sie die Grösse der vorhandenen Gletscher in hohem Grade steigerte, diese Massen von Bergspitzen über dieselbe bringen, und die Vergletscherung würde in hohem Grade an Umfang zunehmen. Bei einer bedeutenderen Senkung müssten sich an vielen Stellen grosse zusammenhängende Eisgebiete bilden und die engen Täler würden in grosser Ausstreckung durch die von den nahe bei einander liegenden Plateaubergen niederdringenden Eismassen ausgefüllt werden. Wie vorher hervorgehoben wurde, liegen die Gletscher in ausgeprägtem Grade an den Ostabhängen der Berge angesammelt, und diese östliche Orientierung würde auch nach einer Senkung der Vergletscherungsgrenze bestehen, unter der Voraussetzung, dass das Gebiet fortan von westlichen Winden bestrichen würde.

Während der Eiszeit fand eine solche Senkung der Vergletscherungs-

grenze statt. Wie gross diese Senkung war, kann hier nicht ausgemacht werden, aber nach Analogie mit Verhältnissen in andern Gebieten der Erde muss sie auf mindestens 500 m und vielleicht mehr geschätzt werden. Diese Senkung, die sicher nur ganz allmählich eingetreten ist, hatte zur Folge, dass das Hochgebirge vollständig in Eis gehüllt wurde, und dies schon nach einer Senkung von wenigen hundert Metern, indem dadurch so gut wie alle Berge über die Vergletscherungsgrenze reichten, und zwar in mehreren Gebieten in einer gewaltigen Ausstreckung. Kurz gesagt: Dieses ganze breite und langgestreckte Gebiet drang weit über die Vergletscherungsgrenze, alle Berge, alle Täler wurden in Eis gehüllt, und das Gebiet kann, nachdem dies eingetroffen war, als ein zusammenhängendes Ganzes, als ein einziger ungeheurer Kamm mit einer östlich gelegenen ausgeprägten Kammlinie, betrachtet werden.

Über diesem gewaltigen Massiv entwickelte sich die Vergletscherung in analoger Weise wie heute auf den einzelnen Bergen, obwohl in ungeheuer grösserem Massstab. Die westlichen Winde vom atlantischen Ozean orientierten diese Eismasse nach Osten, wo sie über die Ebene drang. Die hauptsächlichste und tiefste Eisanhäufung fand, wie das immer der Fall ist, nicht *auf* dem Höhenkamm statt, sondern auf der Leeseite desselben; auf der Luvseite war die Eisanhäufung, obwohl an und für sich ungeheuer gross, doch viel unbedeutender.

Diese Eisanhäufung auf der Leeseite dieses ungeheuern Höhenrückens war die Ursache der Ausbildung des bedeutungsvollen Phänomens, das *Eisscheide* genannt wird. Es hat sich nämlich nach vieljährigen und eingehenden Untersuchungen herausgestellt, dass die Scheitellinie der Eisbewegung dieses Inlandeises nicht, wie man bei einem nur flüchtigen Nachdenken voraussetzen sollte, *auf* diesem Hochgebirge lag, sondern *östlich* desselben: Die grösste Dicke des Inlandeises war über ganz tiefem Lande ausgebildet. Diese Dicke dürfte ungefähr der Höhe der Kammlinie im Westen gleichgekommen sein, verursacht, wie sie war, durch die Fähigkeit derselben, Leeschutz zu bieten; die Tiefe bei der Eisscheide war also wahrscheinlich ein oder einige hundert Meter kleiner als 2 km. Von dieser mächtigsten Partie an der Eisscheide wurde das Eis in verschiedene Himmelsrichtungen gepresst. Die unbedeutende entgegengesetzte Neigung, die die Talgründe auf der Ostseite der jetzigen *Wasserscheide* haben, vermochten das Vordringen des Eises nach Westen nicht zu verhindern — irgend ein hindernder zusammenhängender Bergkamm durchzieht, wie gesagt, das Hochgebirge nicht — sondern die Eismassen wurden durch und über das Berggebiet auch in dieser Richtung gepresst. Die Hauptmassen wurden doch in der Richtung des Windes über das Flachland im Osten orientiert.

Um mit einem Beispiel die obige Darstellung zu verdeutlichen, habe ich ein Profil durch das Berggebiet ausgearbeitet, (Fig. 11). Die schmale Zone, aus der dieses zusammengestellt ist, liegt ungefähr $67\frac{1}{2}^{\circ}$ n. Br. und erstreckt sich von der Mündung des Nordfoldenfjordes in ostsüdöstlicher

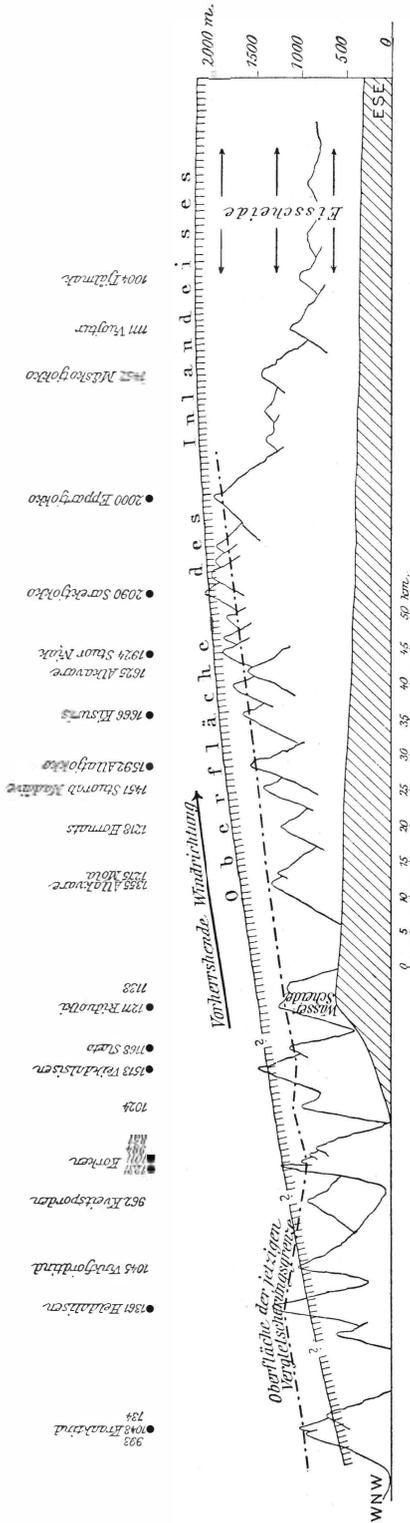


Fig. 11. Querprofil über das skandinavische Hochgebirge von der norwegischen Küste bis gegen Kvikkkjokk.

Der Oberrand der schräg schraffierten Partie repräsentiert die Höhenlage der Haupttäler und der Wasserscheide.

Die Berggipfel, welche die jetzige Vergletscherungsfläche überragen, sind mit der Bezeichnung ● versehen; diejenigen, welche dieselbe Fläche nicht erreichen, sind ohne solche Bezeichnung.

Die Höhen sind in Metern angegeben.

Die Bezeichnung für vorherrschende Windrichtung gilt sowohl für die Eiszeit wie für die Jetztzeit.

Richtung über die Reichsgrenze (diese liegt nur wenig östlich der Wasserscheide) und hinunter über das Sarekmassiv. Unter der grossen Menge Berge, über die diese Zone streicht, habe ich eine Anzahl ausgewählt, die repräsentativ für die herrschenden Höhenverhältnisse sind. Diese sind im Profil benannt und können auf den topographischen Karten leicht gefunden werden. Die gletschertragenden Gipfel, die sich im Profil finden, sind mit der Bezeichnung ● versehen. Um eine Überfüllung zu vermeiden sind nicht sämtliche Berge eingetragen; die allgemeine Höhenzunahme von der Küste nach der Ostgrenze des Hochgebirges tritt doch deutlich hervor. Der schräg schraffierte Querschnitt im unteren Teile des Profils repräsentiert die durch das Bergplateau ziehenden grossen Täler (hier auf der Ostseite der Wasserscheide das Tal der *Stora Luleälf*). Der Pass bei der Wasserscheide (615 m) liegt unmittelbar nördlich des Berges Riduolki (etwas westlich des Reichsgrenzsteines Nr. 245). Man betrachte die flache Neigung dieses Tales nach Osten und wie es unabhängig von der Steigung der Plateaufläche in derselben Richtung läuft. Im Profil ist ferner die heutige Vergletscherungsgrenze eingetragen. Es zeigt sich deutlich, wie bei einer Senkung derselben um einige hundert Meter gewaltige Bergpartien über dieselbe hinausragen. (Dieses Verhältnis würde noch deutlicher zum Vorschein kommen, wenn die ganze grosse Bergmasse auf dem Profil eingetragen wäre.) Weiter ist die vermutliche Oberfläche des Inlandeises eingezeichnet. Die Fragezeichen an der norwegischen Küste sind gesetzt, um hervorzuheben, dass nicht mit Sicherheit festgestellt ist, ob und in welcher Ausstreckung die norwegischen Küstenberge hier über das Eis hinausreichten. Die Lage der Eisscheide ist nach den Arbeiten von A. GAVELIN und J. FRÖDIN eingetragen.¹

In obigem Raisonement habe ich die Einwirkung, die die Windrichtung auf die Ausbildung dieser Vergletscherung gehabt hat, aufzuweisen versucht. Daraus geht hervor, dass die Verhältnisse hier in diesem Fall ähnlich den heutigen waren, wie es sich auch für die übrigen Teile Europas herausgestellt hat: *Die niederschlagtragenden Winterwinde der Eiszeit strichen vom atlantischen Meer über Skandinavien hin.*

In der besonders bedeutungsvollen Arbeit², in welcher A. G. HÖGBOM aufwies, dass die Eisscheide in Jämtland gegen Ende der Eiszeit weit östlich der Berge und der heutigen Wasserscheide lag, fand er die Ursache dafür darin, dass das Landeis eine weit geringere Ausdehnung nach Westen als nach Osten hatte. Die Eisscheide soll nämlich längs der Linie liegen, auf der sich gleich viel Widerstand gegen die Bewegung nach beiden Seiten findet, und die Verschiebung soll so weit östlich der Was-

¹ GAVELIN, A., De isdämna sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland. Sv. Geol. Unders. Ser. C a, N:o 7 (1910).

FRÖDIN, J., Geografiska studier i St. Lule Älvs källområde, Sv. Geol. Unders. Årsb. 7 (1913).

² HÖGBOM, A. G., Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jämtlands län. Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 70 (1885).

serscheide gehen, dass der durch die entgegengesetzte Neigung verursachte Widerstand das Minus des Widerstandes kompensierte, dass auf der geringeren Ausdehnung des Eises nach Westen beruhte. In einer viel später herausgegebenen Arbeit¹ hält er an dieser Ansicht fest und findet sie durch spätere Untersuchungen bestätigt, da es sich gezeigt, dass die Eisscheide am weitesten von der Wasserscheide und den Bergen vor derjenigen Strecke der skandinavischen Bergkette liegt, die die offenste Passage nach Westen bietet; hier konnten die Eismassen am leichtesten hervorgepresst werden.²

HÖGBOM's obige Betrachtungsweise baut sich darauf auf, dass das Landeis bereits diese ausserordentliche Ausdehnung nach Osten erhalten hat, was wiederum Kräfte voraussetzt, die zur Überwindung des grösseren Widerstandes von dieser Seite beitragen. Über den Einfluss der meteorologischen Faktoren in dieser Hinsicht äussert sich HÖGBOM folgendermassen: »Nachdem alle topographischen Details (im Hochgebirge) unter der mächtigen Eisdecke verhüllt waren, konnte es leicht geschehen, dass die Niederschläge, die vorher von den Bergen aufgefangen wurden und dort ihr Maximum hatten, reichlicher über dem weiten Landeis ausgefällt wurden, sodass dessen Höhenachse weit nach Osten verschoben werden konnte. Wenn auf diese Weise das Eis dort seine reichlichste Nahrung von den Niederschlägen erhielt und dazu vielleicht der Schmelzung weniger ausgesetzt war, als dies dem atlantischen Meer zu der Fall war, so kann man sich leicht denken, dass es sich von der Höhenachse dieses Landeises aus bewegen musste, dass diese also Eisscheide wurde.«³ Die Ursache für diese Verschiebung der Hauptmasse der Schneeniederschläge nach Osten habe ich in dieser Arbeit im Windtransport zu finden gesucht.

M. VAHL glaubt auf Grund theoretischer Spekulationen über die Luftdruckverteilung, dass zur Eiszeit östliche Winterwinde über Europa herrschten, die gezwungen waren, bedeutende Schneemassen über der Ostsenkung des skandinavischen Hochgebirges abzugeben, während die Westseite trockene Fallwinde hatte: »Man hat hier die natürliche Erklärung für die Lage der Eisscheide östlich der Wasserscheide, indem die Ostseite die feuchte, die Westseite die trockene Seite war.«⁴ Wie man sieht, gehen diese Äusserungen der Auffassung, die ich in dieser Arbeit zu beweisen suche, gerade entgegen.

E. BRÜCKNER vertritt in dieser Frage genau dieselbe Auffassung wie HÖGBOM: »Die Eisscheide musste sich so einstellen, dass ein Gleichgewicht der Widerstände eintrat, die sich der Eisabfuhr nach Westen und

¹ HÖGBOM, A. G., De centraljämtska issjöarna. Sv. Geol. Unders. Ser. C a, N:o 7 (1910).

² Man muss immerhin in Betracht ziehen, dass gerade in diesen offenen Passagen sich die Windtreibungen mehr nach Osten geltend machen konnten als sonst, was zur östlichen Verschiebung der Eisscheide beigetragen haben kann.

³ HÖGBOM, A. G., Norrland. (Upsala & Stockholm 1906), S. 116—17.

⁴ VAHL, M., De kvartære Stepper i Mellemeuropa. Geogr. Tidskr. Kjøbenhavn 15 (1900), S. 178.

nach Osten entgegensetzten.»¹ Er hebt ebenfalls hervor, dass die Eisscheide Ausbuchtungen nach Osten zeigt, wo der Austritt des Eises durch das skandinavische Gebirge nach Westen besonders leicht war. Zum Unterschied von HÖGBOM rechnet er indessen durchaus nicht mit irgend einer Verschiebung der Niederschlagsverteilung: »Die Ursache dieser zuerst ganz unerklärlich scheinenden Tatsache ist nicht klimatisch, sondern rein morphologisch«. Dadurch bleibt unerklärt, wie das Eis nach Osten diese »grosse Reibung« durch eine sehr bedeutende Eisaufstauung überwinden konnte.

R. LEPSIUS, der eine Eisbewegung von der Eisscheide hinauf durch das Hochgebirgsgebiet im Westen für physikalisch unmöglich hält, nimmt an², dass gewaltige tektonische Verschiebungen des Erdkörpers hier stattgefunden haben, sodass die Eisscheide tatsächlich mit der Wasserscheide der Eiszeit zusammenfiel. Die Unhaltbarkeit dieser Hypothese hat A. G. HÖGBOM nachgewiesen.³

O. AMPFERER⁴ rechnet mit dem in der Wirklichkeit nicht vorhandenen Umstand, dass die Wasserscheide einen dominierenden Bergkamm repräsentiert, der durch das Gebirge streicht. »Die Lage der Eisscheide war bei geringer Mächtigkeit noch unmittelbar über dem Wasserscheitel und wurde bei steigender Dicke des Eises immer weiter gegen Osten verschoben«. Diese Verschiebung solle darauf beruhen, dass der »Landscheitel« eine bedeutend steilere Senkung nach Westen als nach Osten hatte. Zunächst dadurch, aber auch weil der Westrand des Inlandeises ins tiefe Meer hinausreichte und dort schnell schmolz, solle so die ursprünglich über den Höhenkamm ausgebreitete, gleichförmige Eisdecke sich schneller nach Westen bewegt haben, was zur Wiedergewinnung des Gleichgewichtes in der Druckverteilung die östliche Verschiebung der Eisscheide zu Stande brachte. AMPFERER sucht also das Phänomen zu erklären ohne Rücksicht auf die meteorologischen Faktoren zu nehmen, die zur Eiszeit sowohl wie heute die Schneeanhäufungen im Vergletscherungsgebiet regulierten.

In einem späteren Teil dieser Arbeit werde ich bei Behandlung der Bildung der Eiszeitvergletscherung in Nordamerika auf die Frage zurückkommen, welche Rolle die Eisscheide bei der Bildung der grossen Inland-eise spielte.

Auch in einem anderen Vergletscherungsgebiet Europas, in den Alpen,

¹ BRÜCKNER, E., Über die Klimaschwankungen der Quartärzeit und ihre Ursachen. *Compte rendu du XI^{me} Congrès Géologique International*. Stockholm 1912, S. 381. — BRÜCKNER E. Zur Frage der Verschiebung der Eisscheide in Skandinavien. *Z. f. Gletscherk.* VIII (1914), S. 274.

² LEPSIUS, R., Über die Verlagerung der Wasserscheide in Skandinavien nach der Eiszeit. *Geol. Rundschau* II, (1911), S. 1.

³ HÖGBOM, A. G., Wasserscheide und Eisscheide in Skandinavien. *Geol. Rundschau* II (1911), S. 131.

⁴ AMPFERER, O., Über die Verschiebung der Eisscheide gegenüber der Wasserscheide in Skandinavien. *Z. f. Gletscherk.* VIII (1914), S. 270.

fand sich, obwohl mehr lokal eine Differenz zwischen der Lage der Eisscheide während der Eiszeit und der heutigen Wasserscheide. Die erstere lag auf den Pässen überall nördlich (oder nordöstlich wie auf dem Pfitscher Jöchl) von der letzteren.¹ Hier liegt im Kleinen ein Ergebnis desselben Phänomens vor: Der Wind (hier von Südwesten kommend) trieb die Hauptmasse des ausgefallten Schnees von der Luvseite nach Lee.

Nordamerika.

In Nordamerika sind die geographischen Verhältnisse im grossen bis zu einem gewissen Grade denjenigen gleich, die in Skandinavien herrschen. Ein gletschertragendes, ungefähr meridional streichendes Berggebiet liegt unmittelbar östlich von einem grossen warmen Meeresgebiet, von welchem aus feuchtigkeitsgesättigte westliche Winde über das Land hinstreichen. Auf der Ostseite des Berggebietes breitet sich ein weitgestrecktes, flaches Tieflandgebiet aus, welches in Amerika wie in Europa in grosser Ausstreckung vollständig vergletschert gewesen war. Zum Unterschied von Europa, das in den grossen asiatischen Kontinent übergeht, wird indessen Amerika im Osten von einem grossen Meer, dem atlantischen Ozean, begrenzt. Dieser Unterschied ist, wie ich zu beweisen suchen werde, von durchgreifender Bedeutung für die verschiedenartige Ausbildung gewesen, die die pleistocenen Vergletscherungen in den beiden Kontinenten erhalten haben.

Auch andere bedeutende und bedeutungsvolle Verschiedenheiten finden sich zwischen den beiden Weltteilen. In Nordamerika erstreckt sich das meridionale Hochgebirgsgebiet ununterbrochen längs der ganzen Westseite des Kontinentes und seine Dimensionen — Länge, Breite und Höhe — sind viel grösser als in Skandinavien.

Der nordamerikanische Kontinent ist weiter gegen Nordwesten zu einer grossen Halbinsel, Alaska, ausgebildet und von hohen ostwestlich orientierten gletschertragenden Bergketten durchzogen. Diese Halbinsel hindert die warmen Meeresströmungen in das Eismeer hinaufzudringen und bewirkt, dass das niedere Luftdruckgebiet, das im Winter über den nördlichen Teilen des stillen Ozeans liegt, sich bedeutend südlicher bildet als das Minimum des nordatlantischen Meeres. Dadurch wird doch in gewissem Grade der Unterschied ausgeglichen, den die Gletschergebiete in nördlicher Breite in den zwei Weltteilen zeigen, indem die Höhenlage der Vergletscherungsgrenze in hohem Grade von der Grösse der zugeführten Niederschlagsmengen abhängig ist.

Es kommen also bedeutende Verschiedenheiten in der Ausbildung

¹ PENCK, A. und BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. Bd III, S. 1141.

der beiden Kontinente vor, und man erwartet und findet denn auch bedeutende Verschiedenheiten in der Ausbildung der jetzigen, wie vor allem der pleistocenen Vergletscherung.

Die jetzige Vergletscherung.

Gletscher finden sich in einer grossen Anzahl von Gebieten in den hohen Bergketten, die sich durch das westliche Nordamerika erstrecken. Ich werde hier ihre Ausbildung in denjenigen Gebieten besprechen, von welchen mir Karten oder Literaturangaben zugänglich waren, und beginne mit den südlicheren in den U. S. A. gelegenen Gletschern, behandle darauf die kanadensischen und schliesslich die Verhältnisse in Alaska.

In den U. S. A. (ohne Alaska) finden sich etwa 450 Gletscher. Sie liegen in zwei ungefähr gleich lange Striche verteilt, die längs dem westlichen und östlichen Rand des Hochgebirgsgebietes laufen. Die südlichsten Gletscher liegen näher an der Küste, wie auch am Tiefland im Osten bei ungefähr 37° n. Br. Etwa $\frac{2}{3}$ von allen sind auf den dem stillen Ozean zunächst liegenden Bergketten (Sierra Nevada, Cascade Range) gebildet. In beiden Gebieten nehmen die Gletscher gegen Norden nach der kanadensischen Grenze stark an Anzahl zu, aber während sich im westlichen Gebiet eine grosse Zahl auch weit im Süden, in der Sierra Nevada, findet, kommt im Osten nur eine kleine Anzahl in den südlichen Teilen der Rocky Mountains vor.

Im allgemeinen ragen die Berge nur wenig über die Vergletscherungsgrenze, weswegen die Mehrzahl der Gletscher ganz klein und nur auf der Leeseite der Berge ausgebildet ist.

Die ungefähre Verteilung der Gletscher in den verschiedenen Staaten geht aus folgender Tabelle hervor.

<i>Washington</i>	<i>Idaho</i>	<i>Montana</i>
200	2	125
<i>Oregon</i>	<i>Utah</i>	<i>Wyoming</i>
20	0	25
<i>Kalifornien</i>	<i>Nevada</i>	<i>Colorado</i>
75	0	7

Kalifornien. Die Sierra Nevada trägt 65 kleine Gletscher auf einem Gebiet zwischen 37° und 38° n. Br.¹ Da die Berge nur unbedeutend über die Vergletscherungsgrenze hinausragen, haben sich diese nur auf der einen Seite der respektiven Berggipfel gebildet. Die topographischen Karten², welche etwa 30 Gletscher aufnehmen, zeigen dass sie gegen Nordosten orientiert liegen (bald mit einer Neigung nach Norden, bald nach Osten). »If

¹ MUIR, J., The Pacific Coast glaciers. Harriman Alaska Expedition. Vol. I (1901).

² Bridgeport, Mt. Lyell, Mt. Goddard und Bishop quadrangles.

one stands, late in summer, upon a peak in the midst of the glaciated district and looks toward the east and north, he sees bare rock, with only here and there a small remnant of snow; but if he turns toward the west or south, he looks upon a patchwork of snow and rock in which the predominant of the rock may not at once be apparent».¹ GILBERT glaubt, dass diese Verteilung hauptsächlich darauf beruht, dass die Berge von vorherrschend westlichen Winden bestrichen werden, welche eine grosse Menge Schnee von den westlichen Seiten über die Kämme nach den Ostabhängen tragen, wo er sich dann anhäufte.

Nördlich des 38. Breitengrades werden die Gipfel zu niedrig, um Gletscher nähren zu können, aber die Schneefelder, die sie tragen, sind in der gleichen Weise, nach demselben Gesetz, orientiert: »Castle peak has a narrow line of perpetual snow on its northeastern slopes, and the higher peaks south of Donner Pass usually hold banks of snow throughout the summer on northern slopes in the lee of projecting combs».²

Die Gletscher, die sich auf den Bergen im nördlichen Kalifornien finden, sind in gleicher Weise orientiert. So erwähnt O. H. HERSHEY das Vorkommen eines Gletschers auf der Ostseite von Mount Courtney in der Coast Range³ und »Professor LE CONTE has found a new glacier just below the eastern precipice of Mount Jordan, in northern California, and thinks there are others small glaciers along the eastern slope of the Sierras in this neighborhood.»⁴

Der grosse Vulkankegel Mount Shasta (41° 25' n. Br.) trägt, wie Karte Fig. 12. zeigt, seine hauptsächlichste Gletscherbekleidung auf der Nordostseite. »J. S. DILLER in his admirable monograph on 'Mt Shasta — a typical volcano' published by the National Geographic Society in 1896, calls attention to the fact that the prevailing winds of winter are from the southwest so that most of the snow is blown on to the other sides, while this is left clear. The largest of the five glaciers, the Hotlun, is consequently on the northeast.»⁵

Oregon. Von den gletschertragenden Gipfeln dieses Staates: Mount Hood, Mount Jefferson, Three fingered Jack, Three Sisters, Diamond Peak und Bachelor Butte, berühren die bisher herausgegebenen Karten nur den erstgenannten⁶, welcher der nördlichste ist (45° 22' n. Br.). Der regelmässig gebildete Vulkankegel scheint eine auf allen Seiten ungefähr gleich grosse Gletscherbekleidung zu tragen, aber der auf der Nordostseite lie-

¹ GILBERT, G. K., Systematic assymetry of crest lines in the High Sierra of California. J. of Geol. XII (1904), S. 580.

² LEIBERG, J. B., Forest conditions in the northern Sierra Nevada, California. U. S. G. S. Pr. p. 8 (1902), S. 16.

³ HERSHEY, O. H., The relation between certain river terraces and the glacial series in northwestern California. J. of Geol. XI (1903), S. 432.

⁴ REID, H. F., The variations of glaciers. J. of Geol. XII (1904), S. 261.

⁵ BENT, A. H., A visit to the Higher Mountains of California and Colorado. Appalachia XIII (1914), S. 109.

⁶ Mount Hood quadrangle.

gende Eliotgletscher reicht mehrere hundert Meter tiefer als irgendeiner der übrigen.

Washington. Die ungefähr 150 Gletscher, die auf den bisher herausgegebenen topographischen Kartenblättern¹ eingezeichnet sind, liegen in einer ausgeprägt nordöstlichen Orientierung.

Über den Mount Rainier, den im südlichen Washington gelegenen Vulkan, schreibt I. C. RUSSELL: »The eastern slope of the mountain is more heavily snow covered than any other portion, mainly for the reason

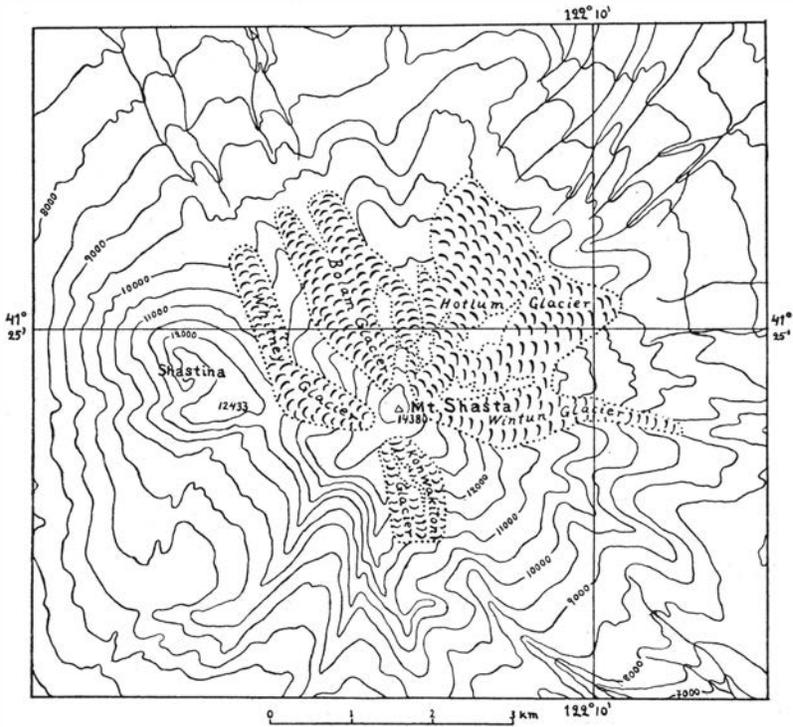


Fig. 12. Mount Shasta, Kalifornien.

that the prevailing westerly winds cause the snow to be deposited there in greatest abundance. The great peak rising in the path of the moist winds from the Pacific produces something like an eddy in the air currents on its eastern side, and thus favors deep snow accumulation».²

BAILEY WILLIS Karte über diesen Berg³, die eine grosse Ähnlichkeit mit der in dieser Arbeit reproducirten Karte des Mount Shasta hat,

¹ Mount Adams, Mount Aix, Snoqualmie, Mount Stuart, Skykomish, Stilaguamish, Glacier Peak und Stehekin quadrangles.

² RUSSELL, I. C., *Glaciers of Mount Rainier*. Eighteenth annual Report of U. S. G. S. (1896-97), Part. II, S. 391.

³ Publiziert in I. C. RUSSELL, *Glaciers of North America*, New York 1897, S. 64.

zeigt dass die grössten Gletscher, näher bestimmt, auf der Nordostseite liegen. Die zu RUSSELL's oben zitierten Arbeit beigegebene Karte ist von dieser sehr abweichend.

Colorado. »At the head of Huerfano Valley, snugly under the northeast face of Blanca Peak, there yet remain two small characteristic glaciers.»¹ Diese Gletscher, die südlichst gelegenen in den Rocky Mountains, liegen 37° 35' n. Br.

Die übrigen Gletscher in Colorado liegen in den Rocky Mountains nördlich des 40. Breitengrades und ebenfalls in östlicher oder nordöstlicher Exposition.²

Utah. Die Berge in Utah erreichen die Vergletscherungsgrenze nicht. Betreffend der Orientierung des Schnees teilt G. SCHWARZE in seiner zusammenfassenden Arbeit mit, dass BECKWITH im April 1854 gefunden habe, dass auf den Uinta Mountains »der Schnee . . . vor allem an den Nordostabhängen der Hügel und Schluchten in grossen Mengen angehäuft lag».³

Wyoming. Auf den Bighorn Mountains »are the existing glaciers all on the east side».⁴ Der auf der topographischen Karte⁵ eingezeichnete Gletscher mit Orientierung nach Westen existiert nicht. Auf Bergen, die gleich diesem ganz unbedeutend über die Vergletscherungsgrenze hinausreichen und deshalb nur ganz kleine Gletscher tragen, werden diese nur auf einer Seite gebildet. R. D. SALISBURY glaubt, dass »the reason for the present distribution appears to lie in the better protection of the cirques on the east from the sun, and perhaps also in the westerly winds, which drift much snow over the crest of the range to lodge on the lee side».⁴

»The Wind River Mountains support a dozen or more small glaciers.»⁶ Die topographische Karte⁷ (Fig. 13) zeigt die ausgeprägt östliche Lage, die diese einnehmen. Nur beim Gannet Peak reicht die Bergkette so hoch über die Vergletscherungsgrenze hinaus, dass auch auf der Westseite (Luvseite) ein unbedeutender Gletscher gebildet wurde. Dieses Kartenbild ist von Interesse, da es die ungefähre Grösse zeigt, die die Gletscher

¹ SIEBENTHAL, C. E., Geology and water resources of the San Luis valley, Colorado. U. S. G. S. Water-Supply paper 248 (1910), S. 37. S. auch C. E. SIEBENTHAL. Notes on glaciation in the Sangre de Cristo Range, Colorado. J. of Geol. XV (1907), S. 15.

² HENDERSON, J., Extinct and existing glaciers of Colorado. The University of Colorado Studies. VIII, Nr. 1 (1910), S. 33.

FENNEMAN, N. M., The Arapahoe glacier in 1902. J. of Geol. X (1902), S. 839.

³ SCHWARZE, G., Die Firngrenze in Amerika. Wiss. Veröff. Ver. f. Erdk. Leipzig I (1891), S. 70.

⁴ SALISBURY, R. D., Glacial geology of the Bighorn Mountains. U. S. G. S. Pr. p. 51 (1906), S. 72.

⁵ Cloud Peak quadrangle.

⁶ WESTGATE, L. G. und BRANSON, E. B., The later cenozoic history of the Wind River Mountains, Wyoming. J. of Geol. XXI (1913), S. 142.

⁷ Fremont Peak quadrangle.

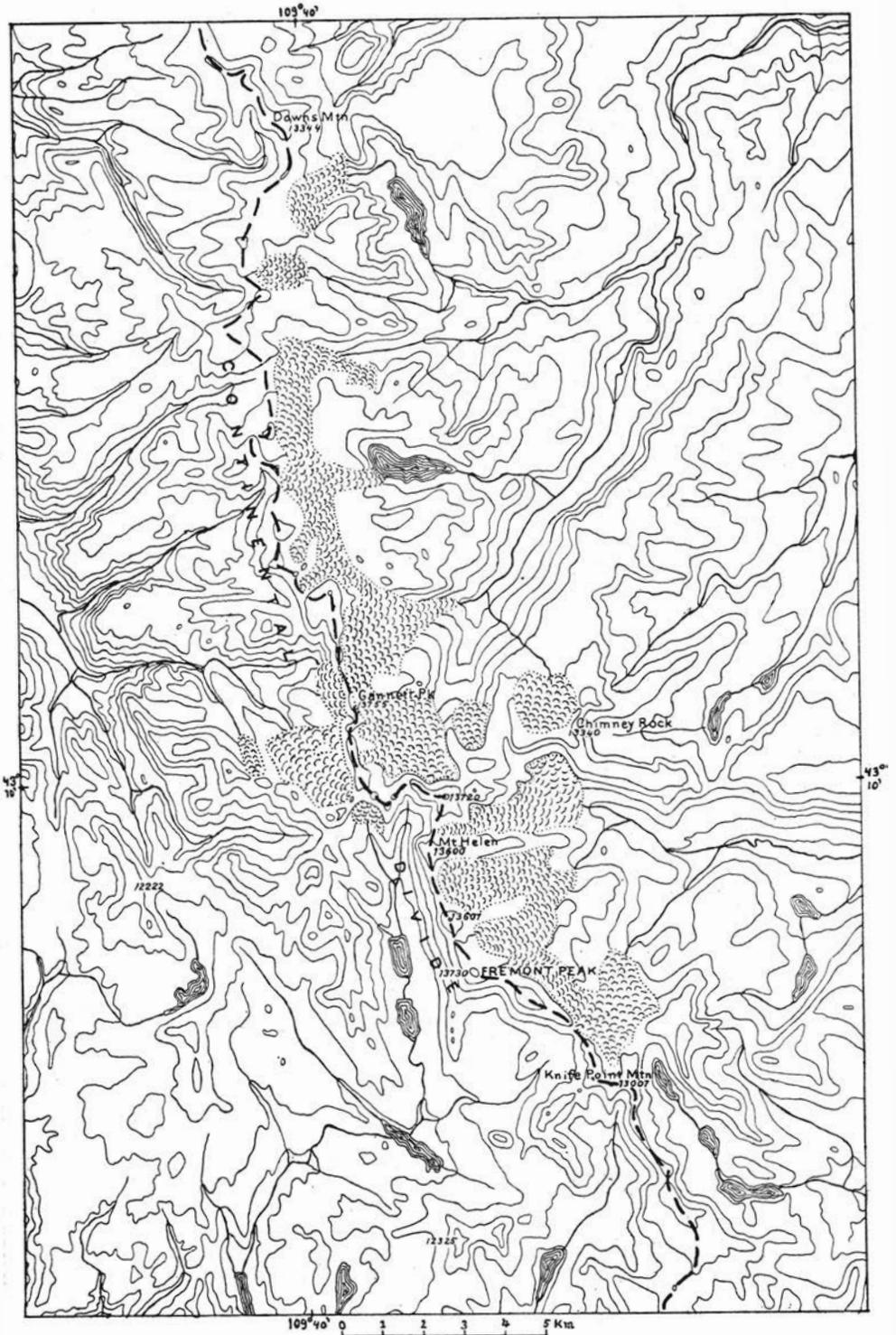


Fig. 13. Die Vergletscherung in den Wind River Mountains, Wyoming.

der Leeseite erreicht haben müssen, damit auch auf der Luvseite Gletscher zur Ausbildung gelangten. Ausser den auf dem Hauptkamm gebildeten Gletschern finden sich einige auf der Nordseite der von dieser ausgehenden Bergrücken, sowohl auf ihrer östlichen, wie auf ihrer westlichen Seite. Diese zeigen, dass es näher bestimmt südwestliche Winde sind, die die Gletscher orientiert haben.

Im **Yellowstone National Park** selbst finden sich keine Gletscher.¹ Einige jedoch haben sich auf den umliegenden höheren Bergen gebildet, so z. B. auf dem Absaroka Range, gleich ausserhalb seiner östlichen Grenze: »In the deep basins of several of the higher valleys facing northeast long snow fields are still to be found, and in some instances small glaciers — — — which receive vast accumulations of snow, driven northeastward by the prevailing southwest wind».²

Montana. An der Grenze nach Wyoming finden sich einige Gletscher in nordöstlicher Lage auf dem Granite Mountain und Snowbank Peak: »Permanent snowfields occur in many localities in the high areas, but they are simply the result of heavy winds piling up great banks of snow in gullies, ravines, and on the lee side of the higher peaks».³

In den Crazu Mountains zeigt sich, »at the head of the west branch of the north fork of Big Timber creek, facing to the northeast a small cliff glacier».⁴

Gegen die kanadensische Grenze finden sich »in the cirques of the heads of the valleys high up on the flanks of the mountains in the heart of the Lewis Range, one hundred or more existing glaciers, ranging in size from those a few square rods in extent to ice field of 2 or 3 miles area».⁵ Von diesen ungefähr 70 Gletschern, die die topographischen Kartenblätter aufnehmen, liegen die meisten nach Nordosten orientiert.⁶ M. R. CAMPBELL sagt in seinem Führer dieses Berggebietes über die Gletscher im Belly River Valley: »The location of the glaciers in this basin is typical of their arrangement throughout the park, for they are found only on the east and north sides of the ridges and peaks, the localities where the snow is most likely to find a lodging place and is best protected from the heat of the sun».⁷

¹ U. S. Geol. Atlas. Yellowstone National Park folio (Nr. 30), 1896.

² U. S. Geol. Atlas. Absaroka folio (Nr. 52), 1899.

³ LEIBERG, J. B., Forest conditions in the Absaroka Divisions of the Yellowstone Forest Reserve, Montana, and the Livingstone and Big Timber quadrangles. U. S. G. S. Pr. p. 29 (1904); Pl. II und S. 12:

⁴ MANSFIELD, G. R., Glaciation in the Crazu Mountains of Montana. Geol. Soc. of Am. Bull. 19 (1908), S. 561.

⁵ ALDEN, W. C., Pre-Wisconsin glacial drift in the region of Glacier National Park, Montana. Geol. Soc. of Am. Bull. 23 (1912), S. 688.

⁶ Kintla Lake und Chief Mountain quadrangles.

⁷ CAMPBELL, M. R., The Glacier National Park. U. S. G. S. Bull. 600 (1914), S. 35.

Idaho. In Cabinet Range im nördlichen Idaho finden sich ein oder zwei Gletscher, von welchen der nördlichste »in the northern cirque of Bear Peak« liegt.¹

Kanada. Die mir zugänglichen Karten zeigen, dass die Gletscher in Kanada in derselben ausgeprägt nordöstlichen Orientierung liegen wie in den U. S. A.

Von den Karten, die »the Guide Book N° 8 Part III«, herausgegeben vom Geologenkongress in Kanada, enthält, zeigt Blatt »Laggan-Field« wie die in den Rocky Mountains gelegenen Gletscher Wenkchemna, Horseshoe und Victoria auf der Ostseite der Bergkette nach Nordosten orientiert liegen, während die Westseite gletscherfrei ist. Das Blatt »Glacier« in Selkirk Range zeigt eine ausgeprägt nördliche und nordöstliche Ausbreitung der frei gebildeten kleineren Gletscher.

H. PALMER's Karte der nördlicheren Teile von Selkirk Range zeigt besonders schön die gleiche Orientierung der Gletscher nach Nordosten.²

In Coast Range bei ungefähr 54° n. Br. »are numerous glaciers and snowfields constantly in view along its eastern slopes«. Unmittelbar östlich dieser hohen Bergkette beginnt »a dissected plateau, usually with gentle slopes toward the south and west, and showing precipitous faces towards the north and east. A few small glaciers are to be seen on the northern slopes of the highest ridges«. Nach der oben zitierten Arbeit beigefügten Karte liegen diese Gletscher näher bestimmt nach Nordosten.

An der Grenze gegen Alaska auf dem 57. Breitengrad liegen die Gletscher ebenfalls in überwiegend nordöstlicher Orientierung, wie z. B. auf dem River Ridge nördlich von Stewart.⁴

Alaska. Im östlichen Teil von Alaska bis ungefähr 144° westlicher Länge liegen die Gletscher in derselben Orientierung wie weiter südlich in Kanada und den U. S. A. So liegen die kleinen Gletscher oberhalb Juneau und beim Lynn Canal auf den Nordostseiten der Berge.⁵ Ein Beispiel dieses Verhältnisses bieten die äusserst stark vergletscherten Wrangell Mountains. Von diesen gehen nach Nordosten die gewaltigen Nabesna- und Chisanagletscher, während die Gletscher, die in andere Richtungen gehen, viel kleiner sind.⁶ Besonders ist dies der Fall auf der Westseite des Mount Wrangell, von dem W. C. MENDENHALL glaubt,

¹ CALKINS, F. C., A geological reconnaissance in northern Idaho and northwestern Montana. U. S. G. S. Bull. 384 (1909), S. 15.

² PALMER, H., Mountaineering and exploration in the Selkirks (New York und London 1914).

³ LEACH, W. W., The Telkwa River and vicinity. B. C. Geol. Survey of Canada 1907, S. 8.

⁴ S. die geologische Karte in R. G. Mc CONNELL, Portions of Portland Canal and Skeena Mining Divisions, Skeena District, B. C. Geol. Survey of Canada 1913.

⁵ U. S. G. S. Juneau Special Map und Berner Bay Special Map.

⁶ MENDENHALL, W. C., Geology of the Central Copper River Region, Alaska. U. S. G. S. Pr. p. 41 (1905), S. 88. — CAPPS, S. R., Glaciation on the north side of Wrangell Mountains, Alaska. J. of Geol. XVIII (1910), S. 33.

dass es »probably due in part to the lesser extent and greater steepness of the western slope, but is believed to be in part dependent upon the fact that the rocks of this face of the great volcano are still heated».

Eine Ausnahme von der Regel, dass die grössten Gletscher in diesen Gegenden auf den Nordostseiten der Berge liegen, scheint der Mount St. Elias zu machen. Die Ursache der Ausbildung des grossen Malaspina-gletschers nach Süden dürfte darin zu finden sein, dass die höheren Bergpartien im Innern (Mount Logan u. a.) den freien Abfluss der aus dem auf dem Mount St. Elias ausgefallten Schnee gebildeten Gletscher nach Nordosten verhindern, weswegen sie ihren Weg nach dem Meere suchen müssen, wo sie sich zu dem bekannten grossen Piedmontgletscher vereinigen. Dass der Mount Logan, obwohl er höher ist als der Mount St. Elias, kleinere Gletscher trägt als dieser, beruht darauf, dass die Vergletscherungsgrenze nach dem Innern des Landes schnell steigt, so dass der erstere Berg weniger Schneeniederschläge erhält als der letztere.

Westlich von dem Längengrad, auf welchem der Mount Wrangell liegt (144° w. L.), ändern sich die Verhältnisse und werden gerade entgegengesetzt denjenigen im östlichen Alaska, so dass die grössten Gletscher auf der Südseite der Berge und Bergketten auftreten.

So teilt MENDENHALL (a. a. O. S. 89) mit, dass »the glaciers from the Chugach Mountains are much less extensive on the north slope than on the south», was er auf die Ursache zurückführt, dass »the latter receives the greater amount of precipitation».

S. R. CAPPS, der die auf dem Alaska Range liegenden Gletscher beschreibt und eine erläuternde Übersichtskarte über dieselben liefert, teilt folgendes über die Orientierung der Gletscher mit. »The north side of the range (zwischen Delta River und Mentasta Pass) is here unsurveyed, but is reported that the glaciation is less extensive on that side than on the south». — — »One of the most striking features of the map is the great development of the glaciers on the southward slope of the Alaska Range as compared with those on the north slope, especially in the vicinity of Mount Mc Kinley». Er sucht dieses Verhältnis auf folgende Weise zu erklären. »Two factors are believed to be responsible for this unequal distribution of glacial ice. Probably the most important of these is the greater amount of precipitation on the south slope. The moisture-laden winds from the Pacific in passing northward over the range drop most of their content as snow on the south slope. On the interior slope the precipitation is light, and as the amount of snow fall has a controlling influence in the growth and continued activity of glaciers, the southward moving ice tongues have a great advantage over the poorly fed glaciers on the north. The second factor which favors the Pacific slope glaciers is the greater area of their accumulating grounds. On the south slope the average distance from the crest line to the base of the main range is more than 25 miles, while on the north it is only half this distance. The area of accumulation of those on the north slope is therefore much

more restricted and the glaciers are correspondingly of smaller proportion. This unequal development of glaciers holds in other parts of the range as well, in the vicinity of Mount Hayes, and east of Delta River, in the regions where there is not the same discrepancy in the area of the collecting fields. The advantage is here given to the southward-moving glaciers by the greater snowfall on that side of the range». ¹

CAPPS beachtet nicht, dass die Gletscher weiter östlich und südlich gerade entgegengesetzte Orientierung aufweisen.

Der nordamerikanische Kontinent kann in Hinblick auf die Orientierung der Gletscher in zwei getrennte Gebiete aufgeteilt werden. Das eine umfasst den Hauptteil des Kontinentes bis etwas über den 60. Breitengrad. Seine Gletscher liegen gegen Osten oder genauer Nordosten. Das andere umfasst die grosse Halbinsel Alaska westlich von 144° w. L. Seine Gletscher liegen in der Richtung nach Süden.

Sehen wir nun nach, wie die Orientierung der Gletscher in dem ersten Gebiet sich zur allgemeinen Richtung der Winterwinde verhält, so finden wir volle Übereinstimmung, obwohl dies im Streit mit der Luftdruckverteilung zu stehen scheint, wie sie die Karte über den Verlauf der Isobaren zeigt. »Die Isobaren im Meeresniveau zeigen hohen Druck auf der Ostseite; trotzdem wehen die Winde mit Sturmeskraft gegen die Area hohen Druckes». ² Betreffs dem durchgehenden Vorkommen westlicher oder im allgemeinen südwestlicher Winde in den höhern Schichten der Atmosphäre in diesem Gebiet verweise ich auf die oben erwähnte Arbeit; eine Reihe von Äusserungen in dieser Richtung sind auch in der vorhergehenden Literaturzusammenstellung zitiert.

Von den in der Literatur angeführten Auslassungen über die Ursachen, die der Orientierung der Gletscher zu Grunde liegen, findet man, dass eine Reihe Beobachter dieses Gebietes mit nach Osten gerichteten Gletschern die Erklärung darin gesucht haben, dass die Berge auf dieser Seite Windlee bieten. Einige rechnen auch auf Grund der häufigen nordöstlichen Lage mit dem Schutz vor der Sonnenbestrahlung.

Zu dieser Gruppe von Beobachtern muss man TH. C. CHAMBERLIN und R. T. CHAMBERLIN rechnen, die in einer bedeutungsvollen, wiewohl nach allem zu schliessen, von den übrigen Forschern übergangenen Arbeit den Unterschied zwischen der Verteilung der Regenniederschläge und Schneeniederschläge und ihrer geologischen Bedeutung hervorheben. ³ In der Hauptsache decken sich ihre Äusserungen mit denjenigen, die ich in dieser Arbeit vertrete; so kann z. B. zitiert werden: »considered therefore

¹ CAPPS, S. R., Glaciation of the Alaska Range. J. of Geol. XX (1912), S. 419.

² v. HANN, J., Zur Meteorologie der zentralen Region des Felsengebirges von Colorado nach Prof. A. J. Henry. Meteor. Z. 1913, S. 337.

³ CHAMBERLIN, TH. C. und CHAMBERLIN, R. T., Certain phases of glacial erosion. J. of Geol. XIX (1911), S. 193—216.

in detail, rain action is somewhat intensified on the windward side of prominences, while snow lodgment, leading on toward glacial action, is more markedly concentrated on their leeward slopes». Folgende Äusserung scheint mir doch zu beweisen, dass die Verfasser mit diesen Beobachtungen eine ganz andere Tatsache vermischt haben, nämlich die, dass die Vergletscherung überhaupt in niederschlagsreicheren Teilen eines Berggebietes intensiver ist: »Where mountain ranges are broad and complex the snow caught on the windward side is usually greater than that which lodges on the leeward side, and the glaciers on the windward sides of mountain ranges are usually larger than those on the leeward sides».

In dem anderen Gebiet, das den grösseren Teil von Alaska umfasst, liegen die Gletscher nach Süden orientiert. Hier wird die Windrichtung im Winter von dem im Süden über den nördlichsten Teilen des stillen Ozeans während dieser Jahreszeit gebildeten Luftdruckminimum bestimmt. Die Winde sind deswegen überwiegend nördlich, wie aus folgender Tabelle hervorgeht, die aus den Beobachtungen der meteorologischen Stationen in Alaska zusammengestellt wurde¹:

Periode	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Winter (Oktober bis März) . .	20	20	20	2	5	7	15	11
Sommer (April bis September) .	7	17	15	12	16	15	9	9

Die Tabelle zeigt, dass von den Winterwinden 51 % von Norden (NW + N + NE) kommen, während nur 14 % von Süden (SW + S + SE) wehen. Auch ein deutlicher östlicher Einfluss besteht, weswegen zu erwarten ist, dass detailliertere Beobachtung über die Gruppierung der Gletscher und Schneefelder eine recht ausgeprägte südwestliche Orientierung derselben zeigen werde.

Während des Sommers, da das erwähnte Minimum nicht entwickelt ist, überwiegen die südlichen Winde, aber es zeigt sich, dass diese auf die Verteilung der Schneemassen nicht einwirken. Dasselbe gilt von der Sonnenbestrahlung.

In diesem Gebiet liegt der Zusammenhang zwischen Windrichtung und Orientierung der Gletscher nicht so klar zu Tage, wie in dem Gebiet mit den konstanten Westwinden im Süden, da die Windrichtung im Sommer, d. h. derjenigen Zeit, in der die Feldbeobachtungen unternommen werden, derjenigen im Winter entgegengesetzt ist.

Die beiden Beobachter, die sich über die Ursachen der Orientierung der Gletscher in diesem Gebiet geäußert haben, CAPPS und, obwohl mehr im Vorbeigehen, MENDENHALL, setzen deutlich voraus, dass auch die

¹ DALL, W. H., Coast Pilot of Alaska. Appendix 1. U. S. Coast and Geodetic Survey 1879, S. 22.

Winterwinde südlich sind, und sie glauben, dass die überwiegenden Schneemassen auf der *Luvseite* der Berge abgelagert werden. Sie vertreten dadurch eine Anschauung, die derjenigen ihrer Kollegen, die in den übrigen Teilen der U. S. A. gearbeitet haben, gerade entgegengesetzt ist und ziehen auch ihre eigenen gerade entgegengesetzten Beobachtungen in den östlichen Teilen von Alaska (z. B. Wrangell Mountains) nicht in Betracht. Von dem Einfluss der Sonnenbestrahlung, dem sonst im Allgemeinen eine so grosse Bedeutung zugemessen wird, sehen diese Verfasser ganz ab.

CAPPS hält auch für gewisse, wiewohl nicht alle Fälle, den Umstand von grosser Bedeutung, dass die Talsysteme, »the accumulating grounds«, auf der Südseite der Berge bedeutend grösser sind als auf der Nordseite.

Dass die Berge auf der Südseite am kräftigsten erodiert sind, so dass die Wasserscheide beträchtlich nach Norden verschoben ist, dürfte indessen als *eine Folge* davon betrachtet werden, dass die Vergletscherung auf dieser Seite am grössten ist und nicht als *eine Ursache* dieses Verhaltens, da das erosive Vermögen der Gletscher in direktem Verhältnis ihrer Grösse und relativen Ausbreitung steht. Während der Eiszeit, da diese Talsysteme ihre Ausbildung erhielten, wehten die Winterwinde auch von Norden, und demnach lagen die grössten Gletscher auch in dieser Zeit nach Süden.

MENDENHALL rechnet bei der Erklärung der Gletscherverteilung auf dem Mount Wrangell auch mit der inneren Hitze des Vulkans. Diese scheint sich indessen, aus den Verhältnissen auf Island und in Ecuador zu schliessen, zwischen den Eruptionen in dieser Hinsicht nicht geltend zu machen. Auf jeden Fall kann dieser Einfluss nur von ganz lokaler Bedeutung sein.

Die Lokalvergletscherung der Eiszeit in den Western Mountains südlich des grossen Inlandeises.

In der Eiszeit fanden sich in den *western mountains* südlich der grossen zusammenhängenden Vergletscherung, die in diesen Gegenden ungefähr bis zur kanadensischen Grenze reichte, zahlreiche grössere und kleinere Gletscher. Die grösseren gruppieren sich um die Bergmassen, die auch heute Gletscher oder perennierende Schneefelder tragen, während viele andere und kleinere sich auch auf niedrigeren Bergen fanden. Die südlichsten Eiszeitgletscher der U. S. A. lagen weit nach Süden in Arizona und New Mexico.

Eine Zusammenstellung der Angaben, die die Literatur bietet, zeigt, dass die Eiszeitgletscher in den südlichen Teilen des Berggebietes (Kalifornien, Colorado, Arizona und New Mexico) wie die jetzigen *nach Osten* orientiert waren. In den nördlicheren Staaten dagegen (Oregon, Washington, Idaho, Montana und Wyoming) lagen sie in entgegengesetzter Richtung zu den jetzigen orientiert, nämlich *nach Westen*.

Die allgemeine Orientierung war also hier teilweise anders als heute, zum Unterschied von den Verhältnissen in Europa.

Kalifornien. Über die Ausbreitung der pleistocenen Gletscher in der Sierra Nevada schreibt W. D. JOHNSON: »It was early asserted of the Sierra Nevada, for example, that Pleistocene glaciers of the alpine type, descending from an ice cap in the summit region of the range, had reached to the range foot, and that the abnormally large canyons, particularly of the western flank, were products, from head to foot, of glacial erosion». — — »That, however, ice streams has descended on the long western slope of the range foot, or even close to it, I subsequently found to be untrue. The range had not been domed over by a continuous ice sheet, it had been glaciated rather against its upper slopes. The summit tracts, narrowed by flank attack, had remained bare, perhaps because wind-swept». ¹

G. K. GILBERT teilt gleichzeitig vom selben Berggebiet mit: »Ridges trending east and west are steeper on the north side than on the south, those trending north and south are steeper on the east side, and those trending northwest and southeast are steeper on the northeast side. These slopes are not controlled by rock structure. The principal rock is granite, and this granite is in large part structurless. A little reflection shows that the distribution of steep slopes is correlated with the alimentation of Pleistocene glaciers. The southward slopes of the east-west ridges, because turned toward the sun, lost more snow by melting and evaporation than did the northward slopes, and a smaller fraction of the snowfall they received remained to nourish glaciers. Thus the glaciers resting against the southward slopes were comparatively ill fed, and the glaciers of the northward slopes were comparatively well fed. The north-south ridges may be assumed to have been swept, then as now, by dominant westerly winds, which carried much snow from the westward slopes over the crests to the eastward slopes, where it accumulated; and thus the glaciers resting against the eastward slopes were better nourished than those of the westward». — — — »At still lower levels are many ridges along which Pleistocene glaciers were developed on one side only — the north or northeast side, so far as observed. The south and southwest slopes retain the preglacial facies, and retain also the actual preglacial topography». ²

In den höher gelegenen Teilen der Sierra Nevada war die pleistocene Vergletscherung teilweise als ein Netz von Eisströmen ausgebildet, welches das Phänomen komplizierte und bewirkte, dass auch Gletscherzungen, die den Tälern nach Westen folgten, Zuschuss von Schneemengen erhielten,

¹ JOHNSON, W. D., Maturity in alpine glacial erosion. J. of Geol. XII (1904), S. 569 und 572.

² GILBERT, G. K., Systematic assymetry of crest lines in the High Sierra of California. J. of Geol. XII (1904) S. 579, 580 und 586.

die auf die emporragenden Bergkämme in Lee der Westwinde ausgefällt wurden.

In niederen Teilen der Sierra mit mehr individuell gebildeten Gletschern waren die Verhältnisse klarer, und sie lagen, wie GILBERT oben hervorhebt, auf der Nord- oder Nordostseite der Berge, genau wie heute. Die nordöstliche Orientierung tritt auch deutlich auf einigen geologischen Kartenblättern hervor¹, wie auch aus der Lage der kleinen Eiszeitgletscher auf dem Glass Mountain², einem Berge unmittelbar östlich von den am

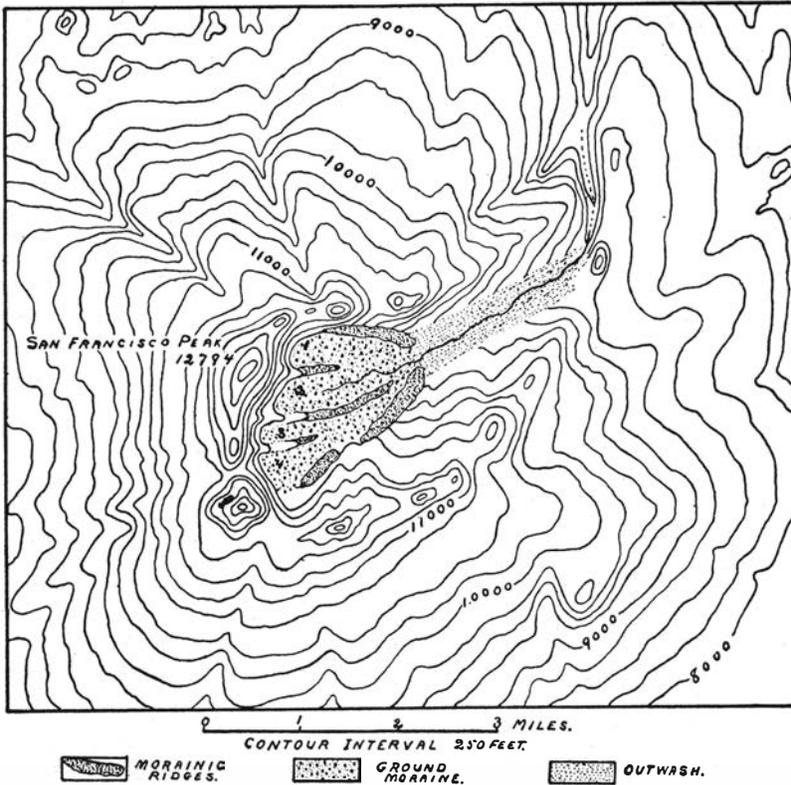


Fig. 14. Eiszeitgletscher des San Francisco Mountain, Arizona.

intensivsten vergletscherten Teilen der Sierra Nevada gelegen. Über diesem Berggebiet herrschten also während der Eiszeit überwiegend südwestliche Winterwinde, wie dies noch heute der Fall ist.

Dass die südwestlichen Winde auch im nördlichen Kalifornien zur Eiszeit herrschten, geht aus O. H. HERSHEY's Untersuchungen hervor. So war in den Klamath Mountains die Südwestseite niemals vergletschert,

¹ U. S. Geol. Atlas, Downville folio (Nr. 37), 1897 und Bidwell Bar folio (Nr. 43), 1898.

² RUSSELL, I. C., Quaternary history of Mono Valley, California. Eighth annual report of the U. S. G. S. Part I (1889), Plate XXIX.

wohl aber die übrigen Seiten.¹ Die Gletscher von Mount Courtney endigten »much higher on the west than on the east side».² In den Sierra Costa Mountains war es »on the northern side of the frowning peaks that the ice laid longest» und der nach Osten exponierte Swift Creek-Gletscher »was the largest single mass of ice of the Sierra Costa Mountains».¹

Bei der Erklärungen der unsymmetrischen Gletscherverteilung rechnet HERSHEY nur damit, dass die Nordseite der Berge grössere Gletscher trug als die Südseite, und berührte den ebenso ausgeprägten Gegensatz zwischen Ost- und Westseite nicht. Er hält die Sonnenbestrahlung für den bestimmenden Faktor: »Because of directly facing the sun, this side of the mountain has nowhere been glaciated».² »Gulches which faced the sun were unglaciated, although perhaps surrounded by others in which ice accumulated to a depth of over 1000 feet. In fact, shadow was as much one of the necessary conditions of glaciation as cold and snow fall».³

Arizona. Der Vulkan San Francisco Peak trug einen Gletscher in einer Nische nach Ostnordosten.⁴ (Fig. 14.)

New Mexico. In New Mexico wehten dieselben Winde von West-südwesten wie über dem San Francisco Peak in Arizona, was aus der Verteilung der Gletschernischen der während der Eiszeit gletschertragenden Teile der Rocky Mountains nordöstlich von Santa Fé hervorgeht. Nach R. D. SALISBURY »were fifty cirques bearing evidences of glaciation observed» und »of these cirques, twenty-five were open toward the east, thirteen toward the north, seven toward the south, and five toward the west». — — »The largest area of glaciation from a single source is that on the east side of the Pecos Baldy group, in the valley of Jack's Creek.»⁵

Colorado. Auf der Nordostseite des Pikes Peak werden mehrere Nischen mit Moränen erwähnt.⁶

Einige sehr kleine Gletscher fanden sich auf der nördlichen Seite der beiden Spanish Peaks.⁵

S. R. CAPPS hat die grösseren Eiszeitgletscher im »Leadville quadrangle» kartographisch aufgenommen und beschrieben. Die Gletscherverteilung auf dem in nordsüdlicher Richtung streichenden Park Range

¹ HERSHEY, O. H., Some evidence of two glacial stages in the Klamath Mountains in California. *American Geologist* XXXI (1903), S. 151.

² HERSHEY, O. H., The relation between certain river terraces and the glacial series in northwestern California. *J. of Geol.* XI (1903), S. 455.

³ HERSHEY, O. H., Glaciers of the Sierra Costa Mountains. *J. of Geol.* VIII (1900), S. 44, 48 und 54.

⁴ ATWOOD, W. W., Glaciation of San Francisco Mountain, Arizona. *J. of Geol.* XIII (1905), S. 270.

⁵ SALISBURY, R. D., Glacial work in western mountains. *J. of Geol.* IX (1901), S. 728.

⁶ U. S. Geol. Atlas. Pikes Peak folio (Nr. 7), 1894. — MATTHES, F. E., *Geol. Soc. of Am. Bull.* XXI (1910), S. 764.

zeigt besonders deutlich den Einfluss der westlichen Winde (Fig. 15). Die Gletscher auf der Ostseite waren grösser und nahmen $\frac{3}{4}$ der ganzen Vergletscherung dieser Kette ein. Genauer bestimmt kamen die Winde von Südwesten, was aus der Lage der Gletscher auf dem Sugarloaf und Elk Mountain hervorgeht. CAPPS Erklärung der ungleichförmigen Gletscherverteilung auf dem Park Range ist folgende: »It is probable that the greater size of the glaciers on the east side of the range was due to the superior size of the preglacial valleys here, rather than to any advantage of exposure of precipitation«. ¹

Die Winde über »Georgetown quadrangle« waren ebenfalls südwestlich, was aus der Lage der Gletscher auf Rosalie Peak hervorgeht. ²

Aus den Karten über die Teile der San Juan Mountains, die genauer untersucht sind, kann man ganz gut sehen, dass die grossen Gletscher dort hauptsächlich auf den nördlichen und östlichen Seiten der Bergkämme gebildet und genährt wurden. ³

Wyoming. Das Gletschergebiet, das mir im Verlauf dieser Untersuchung zuerst klar machte, dass die Winde in den nördlichen Staaten während der Eiszeit den jetzt herrschenden gerade entgegengesetzt waren, waren die Bighorn Mountains. Diese tragen heute ein paar kleine Gletscher, welche durch die dominierenden Südwestwinde nach Nordosten orientiert sind, in Lee der höchst gelegenen Partie der Bergkette, des Cloud Peak. Zur Eiszeit dagegen lagen, wie aus der hier reproduzierten Karte (Fig. 16) hervorgeht, die grössten Gletscher nach Südwesten. »It shows that those on the west side were much larger than those on the east.« ⁴

SALISBURY, der in Übereinstimmung mit den übrigen Forschern, die sich in der vorliegenden Frage geäussert haben, voraussetzt, dass westliche Winde damals wie heute über den *western mountains* Nordamerikas herrschten, erklärt diese Verteilung auf folgende Weise: »This difference appears to have been due to two factors — (1) the precipitation was probably heavier on the west side, because of the prevailing westerly winds, and (2) the catchment basins on the west side were wider and shallower than those on the east.« ⁴

Diese Verteilung der Gletscher kann, wenn das von mir in dieser Arbeit durchgeführte Raisonement überhaupt richtig sein soll, nichts

¹ CAPPS, S. R., Pleistocene geology of the Leadville quadrangle, Colorado. U. S. G. S. Bull 368 (1909), S. 10.

² Economic geology of the Georgetown quadrangle, Colorado. U. S. G. S. Pr. p. 63 (1903).

³ ATWOOD, W. W. und MATHER, K., The evidence of three distinct glacial epochs in the pleistocene history of the San Juan Mountains, Colorado. J. of Geol. XX (1912), S. 385. — HOLE, A. D., Glaciation in the Telluride quadrangle, Colorado. J. of Geol. XX (1912), S. 502.

⁴ SALISBURY, R. D., Glacial geology of the Bighorn Mountains. U. S. G. S. Pr. p. 51 (1906), S. 72.



Fig. 15. Eiszeitgletscher der Park Range, Colorado.



Fig. 16. Eiszeitgletscher der Bighorn Mountains, Wyoming.

anderes bedeuten, als dass die durchschnittlich herrschenden Winterwinde hier zur Eiszeit von Osten kamen. Wären die Winde, wie SALISBURY annimmt, auch damals westlich gewesen, so hätte die freiliegende Bergkette ihre grössten Gletscher auf der Ostseite tragen müssen, auf *derselben* Seite wie die jetzt existierenden Gletscher. Das Gebiet hätte in diesem Fall die gleiche Bildung zeigen müssen, wie der fünf Breitengrade südlicher gelegene Park Range, statt wie aus einem Vergleich der Fig. 15 und 16 hervorgeht, das Spiegelbild desselben zu bieten.

Aus dem folgenden wird hervorgehen, dass auch im übrigen Gletschergebiet des nördlichen Teiles der U. S. A. die Orientierung der Gletscher der gegenwärtigen entgegengesetzt war.

Es muss sich hier um eine revolutionäre Veränderung im Vergleich mit dem gegenwärtigen atmosphärischen Zustand gehandelt haben. Diese gibt, wie ich zu beweisen suchen werde, auch die Lösung für die rätselhafte Bildung der pleistocenen Eisdecke im Norden.

Im **Yellowstone National Park** gerade westlich der Bighorn Mountains herrschten ebenfalls von Osten kommende Winde: »During Pleistocene times the uplift was covered with a great glacier, which, moving in various directions, but chiefly west and north, sculptured and fashioned the region such as we now find it».¹

Utah. Von den während der Eiszeit gletschertragenden Bergketten in Utah liegt eine ausführliche, von detaillierten Karten begleitete Monographie von W. W. ATWOOD vor, die die hier herrschenden Verhältnisse klarlegt.²

Unmittelbar unter dem 41. Breitengrad läuft eine dieser Bergketten, die in ost-westlicher Richtung streichenden Uinta Mountains. Die Gletscher auf ihrer Südseite waren, wie aus Fig. 17 hervorgeht, bedeutend grösser als die auf der Nordseite und zeugen also für herrschende Winde von Norden. Ein näheres Studium von ATWOOD'S detaillierten Karten zeigt dass diese genauer von Nordwesten kamen. Der Einfluss der westlichen Komponente zeigt sich darin, dass die Gletscher auf denjenigen Gipfeln, die nur unbedeutend über die Vergletscherungsgrenze hinausragen, von den Ostseiten derselben gespeist wurden.

ATWOOD sucht die Erklärung für die grössere Vergletscherung der Südseite in »the general structural conditions in the range«, insofern als die Kammlinie näher am nördlichen als südlichen Rand der Bergkette liege, woraus folge, dass »the larger catchment areas and the longer canyons« gegen Süden lagen. »These factors seem to have outweighed in importance

¹ LEIBERG, J. B., Forest conditions in the Absaroka Division of the Yellowstone Forest Reserve, Montana, and the Livingstone and Big Timber quadrangles. U. S. G. S. Pr. p. 29 (1904), S. 10.

² ATWOOD, W. W., Glaciation of the Uinta and Wasatch Mountains U. S. G. S. Pr. p. 61 (1909); S. auch ATWOOD, W. W., The glaciation of the Uinta Mountains, J. of Geol. XV (1907), S. 790.

the greater protection from the rays of the sun on the north slope and the more favorable location for the lodgment of wind-blown snows on the north. The angle of the sun's rays must have caused more rapid melting on the south side, and the prevailing southwest winds must have carried much snow from the southern catchment areas to the northern fields, and yet, with their immense basins and their long routes to low altitudes, the glaciers on the south slope far exceeded in magnitude those on the north slope.» (a. a. O., S. 68.)

ATWOOD nimmt also a priori an, dass die heutigen Südwestwinde auch während der Eiszeit herrschten.

Westlich der Uinta Mountains laufen in hauptsächlich nord-südlicher Richtung die Wasatch Mountains, unmittelbar östlich vom Great Salt Lake oder während der Eiszeit Lake Bonneville.



Fig. 17. Eiszeitgletscher der Uinta Mountains, Utah. Die punktierten Teile bezeichnen die Gletscherverteilung einer früheren Eiszeit.

Die Verteilung der Eiszeitgletscher auf dieser Bergkette zeigt Pl. X in ATWOOD's Arbeit. Nach der Verteilung der Vergletscherung muss die Bergkette in zwei Gebiete geteilt werden, ein südliches und ein nördliches, getrennt durch den untern Lauf des American Fõrks.

In dem südlicheren Gebiet lagen sämtliche Gletscher nach Osten und Nordosten, welches auf herrschende südwestliche Winde schliessen lässt.

Im nördlichen Gebiet war die Orientierung entgegengesetzt, die grössten Gletscher gingen nach Westen, nach dem Lake Bonneville hinunter, mit welchem sie gleichzeitig existiert haben müssen. Weiter wurden die Gletscher auf der Nordseite von den vom Hauptkamm ausgehenden ost-westlichen Kämmen gespeist. Die herrschenden Winterwinde der Eiszeit müssen deshalb von Südosten gekommen sein.

ATWOOD, der das abweichende Gebiet im Süden nicht ausscheidet, findet, dass die Mehrzahl der grössten Gletscher nach Westen gehen, was er auf analoge Weise erklärt wie die Gletscherverteilung auf den Uinta Mountains (a. a. O. S. 91).

Montana. Aus der Moränenbedeckung auf der geologischen Karte von »Philipsburg quadrangle»¹ geht deutlich hervor, dass die Gletscher am grössten auf den westlichen und nördlichen Seiten der Berge gewesen waren, was auf südöstliche Winde schliessen lässt.

F. H. H. CALHOUN, der die pleistocene Vergletscherung im nördlichen Montana, in dem Berggebiet, das im nächsten Kontakt mit der grossen Vergletscherung stand, studiert hat, hebt hervor, dass die Westabhänge stärker vergletschert waren als die Ostabhänge.²

Bei der Erklärung dieser Gletscherverteilung geht CALHOUN von folgender falschen Voraussetzung aus: »In the distribution of glaciers, *living* and *extinct*, in the western mountains, one feature which stands out above all others is their greater extent on the western slopes». Wie im Vorhergehenden gezeigt wurde, ist dies weder bei den jetzigen Gletschern überhaupt, noch den Eiszeitgletschern in den *südlichen* Teilen der *western mountains* der Fall.

Von dieser falschen Voraussetzung ausgehend und der Annahme a priori, dass auch die Winde der Eiszeit westlich waren, sucht CALHOUN das Phänomen auf eine Weise zu erklären, die derjenigen, die ich in dieser Arbeit vertrete, gerade entgegengesetzt ist: »The reason for this is evident. The prevailing winds over the western mountains were from the west and carried with them moisture gathered from the Pacific. This in past was deposited on the first mountain slope, because here the currents were forced to ascend and therefore precipitated their moisture. The larger part of what was carried over was deposited, not on the eastern slope of the same range, where the air currents were descending and where instead of precipitation there would be, to some extent, drying winds, but on the western side of the next.»

Eine Ausnahme von der allgemeinen Regel, dass die Eisbedeckung auf der Westseite der Berge in diesen Gegenden am grössten gewesen ist, bildet nach G. R. MANSFIELD die Crazu Mountains (46° 10' n. Br., 110° 20' w. L.), die »the largest glaciers . . . on the southeast and east sides» getragen hätten.³ Er baut jedoch seine Behauptung auf dem Umstand auf, dass die in dieser Hinsicht äusserst unvollständige geologische Karte⁴,

¹ EMMONS, W. H. und CALKINS, F. C., Geology and ore deposits of the Philipsburg quadrangle, Montana. U. S. G. S. Pr. p. 78 (1913).

² CALHOUN, F. H. H., The Montana lobe of the Keewatin ice sheet. U. S. G. S. Pr. p. 50 (1906), S. 14.

³ MANSFIELD, G. R., Glaciation in the Crazu Mountains of Montana. Geol. Soc. of Am. Bull. 19 (1908), S. 567.

⁴ U. S. Geol. Atlas. Little Belt Mountain folio (Nr. 56), 1899.

die ganz anderen Zwecken als quartärgeologischen dient, Moränenbezeichnung *nur* auf der Ostseite aufweist. Selbst hat MANSFIELD deutlich die niederen Teile der Westseite nie besucht. Eine zukünftige gründliche Untersuchung wird wohl zeigen, dass dieser Berg, wie alle übrigen nördlich des 42. Breitegrades, seine grössten Gletscher auf der Westseite gehabt hat.

Idaho. In der Bitterroot Range teilt W. LINDGREN mit, dass »the glaciers on the western side of the range must have been still more extensive than on the slope facing east».¹

Oregon. Auch in den nördlicheren Teilen des Berggebietes, näher am stillen Ozean, lagen die Eiszeitgletscher nach Westen orientiert und weisen dadurch auf östliche Winde hin.

Von dem während der Eiszeit gewaltigen, jetzt aber verschwundenen Vulkan Mazama, unmittelbar südlich des 43. Breitegrades gelegen, gingen grosse Gletscher in alle Richtungen, aber der in west-nordwestlicher Richtung orientierende Rogue River Gletscher »was probably by far the largest glacier of Mount Mazama».²

Über die Vergletscherung auf den in Oregon liegenden Teilen des Cascade Range liegen keine näheren Untersuchungen vor.

In den zentralen und südöstlichen Teilen von Oregon scheinen sich zur Eiszeit Gletscher nur auf dem Steens Mountain und Mount Newberry gefunden zu haben. Der südlichere der beiden ist der Steens Mountain ($42^{\circ} 35'$ n. Br., $118^{\circ} 25'$ w. L.), ungefähr in derselben Latitude wie der Mount Mazama gelegen. Er trug einen kleinen Gletscher in dem schön U-förmigen Krieger Creek auf der nordwestlichen Seite des Berges.³ Mount Newberry ($43^{\circ} 40'$ n. Br., $121^{\circ} 15'$ w. L.) trug einen 5—6 km. langen Gletscher in einer grossen nach Westnordwesten offenen Nische.⁴

Washington. Was die pleistocenen Verhältnisse auf dem Cascade Range im nördlichen Washington betrifft, so teilt I. C. RUSSELL an mehreren Stellen mit, dass die Gletscher, die auf der Westseite der Berge lagen, viel ansehnlicher waren, als diejenigen, die durch die Täler der Ostseite vorwärts drängten.⁵ Auf S. 172 fasst er die Verhältnisse folgendermassen zusammen: »On the west side of the main divide the snow fields were broader and thicker than on the east side — so thick, in fact, that when glacial

¹ LINDGREN, W., A geological reconnaissance across the Bitterroot Range and Clear-water Mountains in Montana and Idaho. U. S. G. S. Pr. p. 27 (1904), S. 55.

² DILLER, J. S., The geology of Crater Lake National Park, Oregon. U. S. G. S. Pr. p. 3 (1902), S. 43.

³ RUSSELL, I. C., Notes on the geology of southwestern Idaho and southeastern Oregon. U. S. G. S. Bull. 217 (1903), S. 16.

⁴ RUSSELL, I. C., Preliminary report of the geology and water resources of Central Oregon. U. S. G. S. Bull. 252 (1905), S. 131.

⁵ RUSSELL, I. C., A preliminary paper on the geology of the Cascade Mountains in northern Washington. U. S. G. S. Twentieth annual report Part II (1900), S. 94, 152, 170—173.

conditions were at their maximum, a general ice sheet was formed which buried some of the most prominent ridges, especially in the northern portion of the region under consideration. It seems possible, that along the northern portion of the Cascade divide in northern Washington the snow was piled so high on the west side of the main divide, that the snow divide was in some distance west of the present rock divide.»

Hier war die Vergletscherung also so weit gegangen, dass die Gletscher auf der Westseite unabhängig von der Topographie vorwärts flossen, mit einer Eisscheide, die von den Winden nach Lee der höchsten Partien verschoben wurde, wie es der Fall gewesen war bei den übrigen grossen Vergletscherungen in Europa und Nordamerika. Auf der Luvseite dagegen waren die Gletscher noch von alpinem Typus, aufgeteilt in die verschiedenen Talschluchten. Das Gebiet bildete deutlich ein Zwischenglied zwischen Inlandeis und alpiner Vergletscherung und dürfte die Ausbildung zeigen, die die grossen Inlandeise bei Einbruch der Eiszeit zuerst erreichten, als die Vergletscherungsgrenze ihre tiefste Lage noch nicht erreicht hatte.

Dieses Gletschergebiet ist auch dadurch von besonderem Interesse, weil die Winde hier vom Innern des Landes kamen und die Vergletscherung nach Westen, hinaus nach dem stillen Ozean orientierten. In den übrigen grossen Vergletscherungsgebieten haben Meereswinde die Eisscheide auf der *Inlandsseite* der Gebirgsketten ausgebildet.

Mit Hilfe des barischen Windgesetzes, nach welchem ein Beobachter auf der nördlichen Halbkugel, der den Wind im Rücken hat, das Gebiet des niederen Luftdruckes auf der linken Seite hat, kann man nun die allgemeine Luftdruckverteilung in den westlichen Teilen der U. S. A. für die Winter der Eiszeit finden. Natürlich handelt es sich um die Verhältnisse während des Höhepunktes der Vergletscherung, als die Vergletscherungsgrenze am tiefsten lag und die Gletscher am grössten waren, die dadurch abgelesen werden können. Im folgenden werde ich zeigen, dass in früheren Perioden der Eiszeit die Luftdruckverteilung und dadurch auch die Winde und infolgedessen die Orientierung der Gletscher eine andere gewesen war.

Über dem grossen Inlandeis im Norden herrschte das Jahr hindurch ein besonders ausgeprägtes Luftdruckmaximum. Südlich und westlich davon herrschte niederer Luftdruck, dessen niedrigste Werte im westlichen Nordamerika etwa beim 42. Breitengrad auftraten. Im Grenzgebiet zwischen diesem hohen und diesem niedrigen Luftdrucksgebiet herrschten ausgeprägte Ost- und Nordostwinde, welche aus der Orientierung der Gletscher in den nördlichen Teilen von Washington, Idaho und Montana abgelesen werden können.

Das niedere Luftdrucksgebiet über den *western mountains* war in zwei

ausgeprägte Minima geteilt, ein westliches und ein östliches, getrennt durch ein etwas höheres Luftdrucksgebiet, unmittelbar östlich von dem damaligen Lake Bonneville (dem jetzigen Great Salt Lake).

Das westliche Minimum hing mit dem grossen Luftdrucksminimum zusammen, das, wie es noch heute während des Winters der Fall ist, sich über dem nördlichen Teil des stillen Ozeans lagerte. Es war jedoch kräftiger ausgebildet als das heutige, und es reichte bedeutend weiter nach Südosten als dieses, das nicht bis über den Kontinent hineinreicht weswegen, wie aus dem folgenden hervorgehen wird, auch die grosse Vergletscherung des kanadensischen Berggebietes unter den Einfluss seiner Nordseite geriet und dadurch eine südwestliche Orientierung erhielt, infolge der nordwestlichen Winde, die es hier hervorrief. Dieses grosse Minimum verursachte auch die nördlichen Winde, die während der Eiszeit Alaskas Gletscher nach Süden orientierten (wie dies noch heute, aber nur teilweise, der Fall ist).

Die Winde dieses westlichen Minimums können nach Südosten aus den südwestlichen Winden abgelesen werden, die die Gletscher Kaliforniens, wie auch diejenigen der südlichen Teile der Wasatch Mountains nach Nordosten orientierten. An der Ostkante des Minimums war der Wind südöstlich, weswegen die Gletscher der nördlichen Teile der Wasatch Mountains wie derjenige des Steens Mountain nach Nordwesten lagen. Weiter westlich drehten die Winde mehr nach Osten um (Mount Newberry, Mount Mazama). Dieses Minimum deckte das nun ausgetrocknete *Great Basin*, und bildete dank der reichlichen Niederschläge, die es verursachte, die dort zahlreichen pleistocenen Binnenseen (Lake Lahontan, Lake Bonneville u. a.), wie auch die zahlreichen Seen im Steppen- und Wüstengebiet Oregons und Washingtons.

Das in gleicher Breite wie dieser Ausläufer des Stillenozeanminimums, aber östlicher gelegene Minimum orientierte im Norden die Gletscher der Bighorn Mountains nach Südwesten. Auf seiner Westseite wehten die nordwestlichen Winde, die die Gletscher der Uinta Mountains nach Südosten orientierten. Auf der Südseite des Minimums, das über Colorado und New Mexico lag, wehten durchgehend Winde von Südwesten.

Wie weit dieses niedere Luftdruckgebiet sich über das Flachland im Osten erstreckte, kann mit diesem Material nicht ermittelt werden, aber es scheint, was aus der späteren Schilderung über die Ausbildung des Inlandeises im Norden hervorgehen wird, in intimum Zusammenhang mit dem Minimum gestanden zu haben, das in dieser Zeit über den südlicheren Teilen des nordatlantischen Meeres sich ausgebildet hatte.

Die Verfasser, die sich über die Windverhältnisse der Eiszeit über diesen Bergen geäussert haben, haben vorausgesetzt, dass die jetzigen westlichen Winde auch damals geherrscht haben. Aus diesem Grunde mussten sie für den grössten Teil des Gebietes von dem Gesetz absehen,

das bei der Verteilung der heutigen Schneeniederschläge sich als wirksam erwies, nämlich dass der Schnee hauptsächlich auf den Leeseiten der Berge sich ablagert, und sie mussten zu anderen Erklärungsgründen greifen, die sich *nicht* auf die aktuellen Beobachtungen stützen.

In Kalifornien, wo die Orientierung der Gletscher gleich der heutigen, nämlich nordöstlich, war, finden wir dieselben Erklärungen, die für diese gegeben wurden. So rechnet GILBERT in hohem Grade mit der Ansammlung des Schnees auf den Leeseiten, aber da er, wie bei der Behandlung der heutigen Vergletscherung im selben Gebiet, mit direkt westlichen Winden und nicht mit den in der Wirklichkeit vorkommenden südwestlichen rechnet, nimmt er zur Erklärung des nördlichen Komponenten in der Orientierung auch den Einfluss der Sonnenbestrahlung zu Hilfe. Diesen letzteren hält HERSHEY für den einzig bestimmenden Faktor, indem er wiederum nicht mit dem östlichen Komponenten rechnet.

Von den übrigen Gebieten, wo die Orientierung der Vergletscherung analog der jetzigen war, liegt nur CAPPS Äusserung über die Lage der Gletscher von Park Range, Colorado vor. Deutlich beeinflusst von SALISBURYs und ATWOODs früherer Deutung der Verhältnisse auf den Bergen im Norden, hält er die überwiegende Grösse der Talschluchten auf der Ostseite der Berge für ausschlaggebend. Es ist also derselbe Erklärungsgrund, den er später bei der Behandlung von Alaskas jetziger Vergletscherung zu Hilfe ruft. Von den übrigen möglichen Einflüssen rechnet er weiter, ohne doch näher auf die Frage einzugehen, noch eine Anzahl auf: »The area and length of any glacier depended on the following factors: (1) The height of the mountain ridges surrounding it, (2) the shape and area of the catchment basin, (3) the number and size of the lateral valleys which contributed ice to it, (4) the slope and shape of the valley floor, (5) the exposure, (6) the precipitation» (a. a. O., S. 10). Wie man sieht, zieht er den früher von GILBERT und andern hervorgehobenen Einfluss, den das Treiben des Schnees durch den Wind verursacht, nicht einmal in Betracht.

Für die Bighorn Mountains im nördlicheren Gebiet rechnet SALISBURY, ganz im Gegensatz zu dem, was er für die heutigen Verhältnisse auf demselben Berg gefunden hat, mit einer überwiegenden Ansammlung des Schnees auf der Luvseite. Überdies nimmt er an, dass zunehmende Grösse der Talschluchten zunehmende Vergletscherung mitsichbringe, immerhin mit einer gewissen Reservation: »It is true that the greater capacity of the basins on the west at the present time is partly the result of the greater glaciation on that side, but it is also true that the greater glaciation was in large part the result of the greater original capacity of the basins» (a. a. O. S. 72).

ATWOOD glaubt, dass die Grösse der Talschluchten sowohl die Sonnenbestrahlung wie das Treiben des Windes an Bedeutung überwiegen und CALHOUN meint, dass der Hauptteil des Schnees auf den Luvseiten der Berge abgelagert werde.

Inlandeise.

Während der grossen quartären Vergletscherungen war beinahe die Hälfte des nordamerikanischen Kontinentes von Inlandeisen bedeckt (Fig. 18). Ich werde hier zunächst die Schilderung der Verhältnisse in diesem Gebiet zitieren, die CHAMBERLIN und SALISBURY in ihrem grossen geologischen Handbuch geben.¹

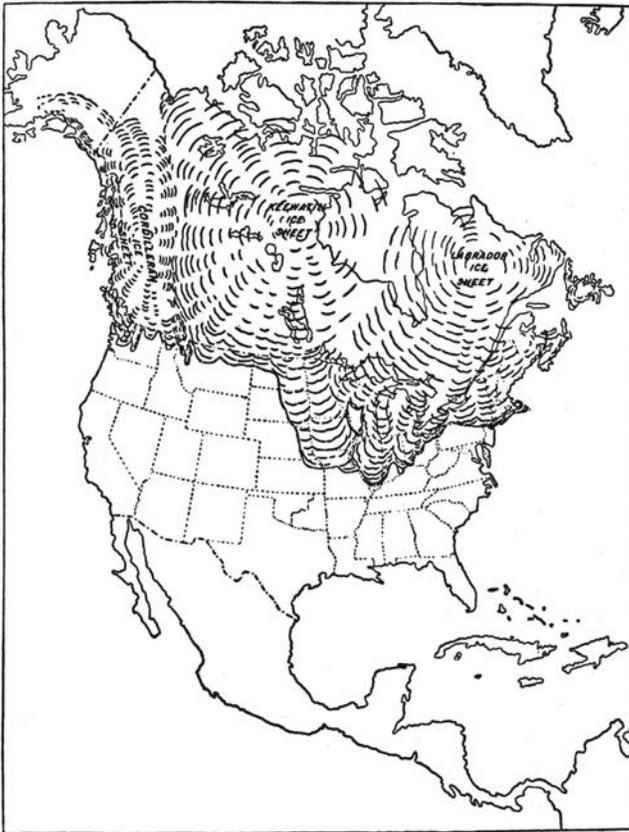


Fig. 18. Nord-Amerika während des maximalen Stadiums der Eiszeit.

»Strangely enough, it was not strictly the northern half, but the northeastern half, that was specially ice-invaded, and, strangely still, not so much the mountain portions, though these were affected, as the plains. Alaska was largely free from ice except on or about the mountains, and continuous glaciation did not extend as far south on the mountain-girt plateaus of the Pacific border as on the smooth, low plains of the Mississippi valley.»

¹ CHAMBERLIN, TH. C. und SALISBURY, R. D., Geology. Vol. III (1909), S. 329—333.

Diese grosse Vergletscherung ging von drei grossen Vergletscherungscentren aus, *Labradorean*, *Keewatin* und *Cordilleran*. Von diesen drei Centren — von denen die zwei östlichen sich über ganz niederem Land befinden — ging die Eisbewegung nach allen Richtungen, aber am ausgeprägtesten war die westliche und vor allem die südwestliche Eisbewegung.

»From the Labradorean center, the extension was notably greatest to the southwest, in which direction the limit is only found some 1600 miles from the center of dispersion. This limit lies in about $37^{\circ} 30'$ latitude, and is the most southerly point of the great lowland glaciation of the period.» — — —

»One of the most marvelous features of the ice dispersion was the pushing out of the Keewatin sheet from a low flat center, without even a suggestion of a mountainous nucleus, 800 to 1000 miles westward and southwestward over what is now a rising and semi-arid plain, while the mountain glaciation on the west, where now known, pushed eastward but little beyond the foothills.»

»There were probably some important variations from the present altitudes which influenced the spread of the ice. The western region was probably relatively lower, and the eastern relatively higher than now; and while there is no question but that topography is an influential factor in controlling the movement of glacial ice, it is probable that differences of precipitation on the different sides of the ice-sheets, and the consequent differences of topography of the ice-surface were still more important. Differences in the mobility of the ice, due to differences of temperature were also probably effective. In general, it is probable that the factors of growth and mobility take precedence over the topography of the bed in determining the course of movement where thick and extensive bodies of ice are involved, for they not only determine the distribution of the material that is to move, but they develop an ice topography, and sometimes a quasi-fluency, which may become the controlling factors in the movement.»¹

»The Cordilleran ice-sheet is less simply defined. Much of it occupied a plateau hemmed in by mountains, and plateau glaciation was complicated by extensive mountain glaciation of alpine type. In some sense, the whole Cordilleran ice-sheet was the product of a confluence of mountain glaciers deploying on the intervening plateau; but there appears to have been plateau glaciation not solely dependent on contributions of ice from the mountains. The southerly lobes of the complex body of ice crossed the boundary of Canada» — — — »The northern lobes descended the valleys tributary to the Yukon, but, so far as now known, did not cross the Canadian boundary into Alaska. It is not known that the Cordilleran plateau glacier escaped the Rockies to the east, or even sent

¹ Dies ist, so viel ich weiss, der einzige Versuch, diese eigentümliche Vergletscherung zu erklären. Der Unterschied zwischen dieser und meiner Betrachtungsweise wird aus dem folgenden hervorgehen.

tongues through their gaps in the more southerly latitudes of Canada, though glaciers formed on mountains crept out on the western borders of the plains.» — — — »On the west, the plateau ice-cap seems to have sent tongues of ice through the gaps in the coast ranges at many points, and to have discharged thence into the Pacific. Though hampered by its environment, the Cordilleran ice-sheet seems to have conformed to the habit of the Labradorian and Keewatin sheets in expanding chiefly to windward.¹ If the whole glaciation, plateau and alpine, be regarded together, the westward movement of the Cordilleran complex was perhaps even more pronounced than that of the Keewatin and Labradorian.»

Diese Schilderung des grossen nordamerikanischen Vergletscherungsgebietes gilt für die Verhältnisse während des Höhepunktes der Eiszeit, bevor das schliessliche Abschmelzen begann. Unter früheren Perioden der Eiszeit hatte das Gebiet, das ich weiter unten zu schildern versuchen werde, Entwicklungsstadien gezeigt, die von den oben geschilderten sehr abweichend gewesen waren.

Zum richtigen Verständnis der Entwicklung, die diese komplizierte Vergletscherung durchgemacht hat, muss ein Vergleich mit den jetzigen Verhältnissen angestellt werden.

Ganz im Westen gegen den stillen Ozean liegen die hohen Gebirgsketten, deren jetzige glaciale Verhältnisse mit ihren von südwestlichen Winden nach Nordosten orientierten Gletschern im Vorhergehenden geschildert wurden. Dieses Gebiet war zur Eiszeit von der *Cordilleran Ice Sheet* bedeckt. Östlich beginnt das grosse, ausserordentlich flache kanadensische Tieflandgebiet, das ohne von irgend einem Höhenzug unterbrochen zu werden sich über den grösseren Teil des Kontinentes bis in die Nähe des atlantischen Ozeans erstreckt. Über den westlichen Teil dieses Tieflandes breitete sich die *Keewatin Ice Sheet* aus, mit Eisbewegungen nach allen Seiten, ausgehend von einer Eisscheide, die etwas westlich der seichten Hudson Bay lag. Die östlichen Teile der Ebene wurden von der *Labrador Ice Sheet* eingenommen, deren Eisscheide etwas östlich der Hudson Bay lag; sie lag ebenfalls über dem flachen Tieflandgebiet. Die hauptsächlichste Eisbewegung all dieser grossen Eisgebiete war während des Höhepunktes der Vergletscherung westlich oder südwestlich.

Ganz im Osten am atlantischen Ozean beginnt wiederum ein Gürtel höheren Landes, obwohl bei weitem nicht so hoch und so gross wie die *western mountains*. Längs der Küste Labradors erstreckt sich eine Gebirgskette, Torngat Mountains, mit Gipfeln, die eine Höhe von etwa 2000 m erreichen; die Kette hat eine ungefähre Breite von 80 km. Diese Berge erheben sich steil über dem Plateau von Labrador und zeigen eine topographische Ausbildung, die ganz verschieden von derjenigen ist, die charakteristisch für das Urberggebiet im Südwesten ist. Die ganz alpin aus-

¹ Dieser Ausdruck zeigt, dass die Verfasser im Gegensatz zu der Auffassung, zu der ich gekommen bin, glauben, dass die heutigen Westwinde auch zu dieser Zeit herrschten.

skulptierten Gipfel dieses Gebietes zeigen, dass die Berge weit über die Vergletscherungsgrenze der Eiszeit reichten. Seine Ostflanke bildet eine steile und wilde Fjordküste.

Das Gebiet ist deutlich, sowohl was Höhe wie topographische Ausbildung betrifft, ein vollständiges Gegenbild zum skandinavischen Gebirgsgebiet, und es grenzt wie dieses auf der einen Seite an den atlantischen Ozean und auf der andern an ein weitgestrecktes und tief liegendes Grundgebirgsplateau. Die Ähnlichkeit erstreckt sich, wie aus dem folgenden hervorgehen wird, auch auf die glacialen Verhältnisse der Eiszeit. Ein besonders bedeutungsvoller Unterschied zwischen beiden Gebieten zeigt sich doch darin, dass in Labrador das Meer östlich und das Tieflandgebiet westlich der Bergkette liegen.

Auch weiter südlich finden sich Bergregionen, die während der Eiszeit über die Vergletscherungsgrenze reichten, was aus den schön ausskulptierten Gletschernischen hervorgeht, die sie tragen. Diese Gebiete sind, ausser Teilen von New Foundland und Nova Scotia, die in den U. S. A. gelegenen Adirondack Mountains, Catskill Mountains, White Mountains und Mount Catahdin. Während des Höhepunktes der Eiszeit lagen die letzteren ganz bedeckt von der *Labrador Ice Sheet* oder reichten doch nur als unbedeutende Nunataken über dieselbe hinaus.

Die Verhältnisse auf Labrador sind besonders instruktiv für das Verständnis der Bedeutung, die die Windrichtung für die Ausbildung der Gletscher hat. Hier können auch die jetzigen, wie die Verhältnisse der Eiszeit mit grossem Vorteil mit denjenigen verglichen werden, die in dem, wie oben hervorgehoben wurde, in gewisser Hinsicht ähnlich gestalteten skandinavischen Vergletscherungsgebiet herrschen und während der Eiszeit herrschten. Die folgende Schilderung des Klimas in Labrador ist UEBE'S zusammenfassender Arbeit entnommen.¹

Während des beinahe 9 Monate langen Winters herrscht überall in Labrador meistens prachtvoll klares Wetter, im Innern sowohl wie an den Küsten. Die eiskalten, relativ wasserarmen West- und Nordwestwinde, die mit monsunähnlicher Beständigkeit vom November bis März über die Halbinsel streichen, führen so gut wie keine Niederschläge mit sich; deswegen schneit es im Winter nur ganz unbedeutend und dann im allgemeinen nur bei den seltenen Nord- und Nordostwinden. Die Schneedecke ist aus diesem Grunde nur ganz unbedeutend. Die Temperatur steigt während mehr als 5 Monaten kaum irgendeinmal über den Gefrierpunkt, während sie oft bis ungefähr -50° C. sinken kann. Auch die Sommer-temperatur ist ganz niedrig.

Das grosse Übergewicht der Landwinde während des Winters geht aus folgender Tabelle, die das prozentuelle Verhältnis zwischen Land- und Seewinden während des Januar für drei bei den Torngat Mountains gelegene Stationen zeigt.

¹ UEBE, R., Labrador. Halle 1909.

	Observations- periode	Westliche Winde (NW + W + SW)	Östliche Winde (NE + E + SE)	Windstille
Hopedal (Hoffental) .	1892—1898	77,3	4,7	7,9
Nain	1892—1901	58,3	4,9	27,1
Hebron	1892—1902	63,7	3,9	24,9

In Folge der geringen Niederschläge, die diese Landwinde mit sich führen, tragen die Torngat Mountains heute keine Gletscher, trotz ihrer arktischen Lage und ihrer bedeutenden Höhe. »In spite of their height, none of these summits are buried beneath the weight of eternal snows. Scattered banks and patches of the previous winters snow linger here and there at all heights, but they constitute a comparatively subordinate motif in the total harmony of the landscape». ¹

Wir finden deshalb heute ganz andere Verhältnisse als in Skandinavien, und das obwohl in Labrador sowohl die Winter- wie die Sommer-temperatur viel kälter ist. Die Ursache der Ungleichheit in dieser Hinsicht besteht darin, dass die Westwinde über Skandinavien die Feuchtigkeit des atlantischen Ozeans über die Berge tragen, wo sie zur Winterzeit in Form von Schnee reichlich ausgefällt wird, während die Westwinde über den Torngat Mountains in Labrador nur trockene Landwinde sind, die das Berggebiet von der Feuchtigkeit des atlantischen Meeres so gut wie vollständig abschliessen.

Während des Höhepunktes der Eiszeit dagegen, als die Windverhältnisse im skandinavischen Berggebiet, wie im Anfang dieser Arbeit hervorgehoben wurde, den jetzigen ähnlich waren, waren die Winde in Labrador den jetzt herrschenden gerade entgegengesetzt. Da wehten über diesem Gebiet durchgehends feuchtigkeitstragende Nordostwinde vom atlantischen Ozean her, aus welchen zur Winterzeit grosse Schneemengen über die Küstenberge ausgefällt wurden. Die Verhältnisse wurden dadurch ganz analog denjenigen, die in Skandinavien herrschten, und die Vergletscherung der Eiszeit war in diesen beiden Gebieten vollkommen übereinstimmend, doch mit dem Unterschied, dass während die Gletscher Skandinaviens durch die dort herrschenden Westwinde nach Osten orientiert wurden, so dass sie in dieser Richtung in das Tiefland hinabdrangen, so wurde die Vergletscherung in Labrador durch die dort herrschenden Nordostwinde nach Südwesten über das Tiefland in dieser Richtung orientiert. Während die Eisscheide in Skandinavien über dem Tiefland östlich des Hochgebirges sich entwickelte, bildete sich die Eisscheide der *Labrador Ice Sheet* über dem Tiefland südwestlich der Torngat Mountains in

¹ DELABARRE, Report of the Brown and Harward expedition to Nachvak, Labrador, in the year 1900. Philadelphia Geogr. Soc. Bull. III (1901—03), S. 111.

Lee der nordöstlichen Winde. Die beiden Gebite waren ihre gegenseitigen Spiegelbilder.

Die Ursache der durchgreifenden Veränderung der Windverhältnisse an der östlichen Küste Nordamerikas bestand darin, dass die Luftdruckverteilung über dem nördlichen atlantischen Meer während der Eiszeit eine ganz andere war als die jetzige.

Jetzt herrscht dort das grosse, das ganze Jahr hindurch ausgebildete nordatlantische Luftdruckminimum, das nach einem zentral gelegenen Gebiet das Islandminimum genannt wird. Dieses erstreckt sich wegen des wärmenden Einflusses des Golfstroms weit hinauf in die Polargegenden, reicht aber während seiner grössten Ausbreitung zur Winterzeit nicht weiter südlich als bis zum 40. Breitengrad, wo das ebenso konstant ausgebildete Azormaximum beginnt, welches hohe Luftdruckgebiet ebenso ausgeprägt die südlicheren Teil des nordatlantischen Meeres beherrscht. Es ist die Südseite des Islandminimums, die heute die Windrichtung der nordöstlichen Küste Nordamerikas bestimmt und die ausgeprägten nord-westlichen Landwinde verursacht.

Während der grössten Ausbreitung der Vergletscherungen dagegen, war der Golfstrom durch den Wyville-Thomsonrücken von dem Nordmeer abgesperrt, längs einer Linie, die sich von Grönland über Island und die Färöer nach Grossbritannien erstreckt.¹ Wegen dieses Verhältnisses, und vor allem wegen des das ganze Jahr ausgebildeten hohen Luftdruckes, den die grossen Eismassen gerade um und über den nördlichst gelegenen Gebieten, wo jetzt das Islandminimum herrscht, verursachten, wurde dieses nordatlantische Minimum so weit nach Süden gedrängt, dass seine *Nordseite* dort lag, wo jetzt die *Südseite* des Islandminimums herrscht. Auf dieser so gebildeten Nordseite des Minimums wehten nordöstliche Winde, und diese waren es, die die Feuchtigkeit des atlantischen Ozeans über Nordamerika führten, die *Labrador Ice Sheet* ausbildeten und sie nach Südwesten orientierten.

Diese Windverhältnisse, die während des Höhepunktes der Eiszeit herrschten, bevor die schliessliche Abschmelzung begann, erklären jedoch nur die Ausbildung der *Labrador Ice Sheet* und nicht die rätselhafte Existenz der *Keewatin Ice Sheet* über der Ebene im Westen. Um die Ursache des Auftretens derselben zu finden, müssen die Verhältnisse, die in früheren Perioden der Eiszeit herrschten, klargelegt werden.

Die Eiszeit kann in Kürze dadurch charakterisiert werden, dass die Vergletscherungsgrenze in allen Teilen der Erde tiefer lag als jetzt, so dass viele Berggebiete, welche dieselbe heute nicht erreichen, sie damals überragten, wie die heute gletschertragenden Berge damals weiter über diese Grenze reichten. Auf dieser Tatsache beruhte die im Verhältnis zu heute erheblich grössere Vergletscherung, die damals herrschte.

Bei Beginn der Eiszeit lag die Vergletscherungsgrenze noch recht

¹ MURRAY, SIR JOHN., The depths of the Ocean, London 1912, S. 174.

hoch, und man darf annehmen, dass sie in einem gewissen Zeitpunkt eine Höhenlage einnahm, die der heutigen entsprach. Da die Annahme erlaubt sein dürfte, dass die geographischen Verhältnisse der Erde bei Beginn der Eiszeit nur wenig von den heutigen abwichen, ein Verhältnis, das durch die sehr nahe Übereinstimmung bestärkt wird, die die Entwicklung der verschiedenen Eiszeiten untereinander und mit der jetzigen Vergletscherung in jedem einzelnen Teil der Erde aufwies, so herrschte in diesem Zeitpunkt ungefähr dieselbe Luftdruckverteilung über der Erde wie jetzt. Die Gletscher jener Zeit lagen deshalb im selben Gebiet wie heute, sie waren auf analoge Weise orientiert und wichen von den heutigen nur in dem Grade ab, als die Höhe und Skulptur der Berge verschieden war. In den *western mountains* Nordamerikas waren die Gletscher deshalb nach Nordosten orientiert und sie nahmen an Anzahl und Grösse mit dem Sinken der Vergletscherungsgrenze nach höhern Breitegraden zu.

Indessen schritt die Eiszeit mit fortwährend sinkender Vergletscherungsgrenze fort; die Gletscher wuchsen und wurden zahlreicher, auf den höheren Bergen und Bergkämmen entwickelten sich grosse lokale Gletscher auf allen Seiten, aber die grössten immer noch nach Osten gewandt. Dieses Stadium niederer Vergletscherungsgrenze als die heutige, aber doch nicht hinreichend niedrig, um totale Vergletscherung verursacht zu haben, musste recht lange Zeit gedauert haben. Das geht aus den zahlreichen, sehr gut ausskulptierten Gletschernischen hervor, die sich in den Berggebieten Nordamerikas und Skandinaviens finden, die während des Höhepunktes der Eiszeit ganz bedeckt von Inlandeis waren. Unter einer solchen Eisdecke kann sich eine derartige Landskulptur nicht ausbilden, und die spät- und nachglaciale Zeit ist von zu kurzer Dauer gewesen, um sie zu Stande gebracht zu haben. Grosse Teile dieser Berggebiete haben überdies nach der Abschmelzung der Landeise niemals mehr Gletscher getragen, als diejenigen, die sich noch heute finden, weshalb die jetzt leeren Nischen vor dem Maximum der letzten Vergletscherung ausgebildet worden sein müssen.

Indessen sank die Vergletscherungsgrenze, wenn auch langsam und mit grossen Unterbrüchen doch unaufhörlich. Die Gletscher in den Berggebieten Kanadas und Skandinaviens begannen nun zusammenzufließen. Schliesslich drang das Eis über das Tiefland, ausserhalb des eigentlichen Berggebietes. Immer noch herrschten die nordpacifischen und nordatlantischen Minima über ihren heutigen Gebieten, weshalb die grossen Eisdecken sich nach Osten orientierten und in dieser Richtung über die grossen Ebenen getrieben wurden. Auch die Eisscheide innerhalb der beiden Gebiete wurde von den Westwinden in derselben Richtung verschoben. Skandinaviens Hochgebirgsregion, die relativ niedrig ist, und deren Ausstreckung nicht so gross ist, brachte relativ kleinere Vergletscherungen zu Stande, und ihre Eisscheide wurde nur unbedeutend nach Osten von derselben verschoben. Das kanadensische Hochgebirgsgebiet dagegen ist seiner Ausdehnung und Höhe nach viel grösser, wes-

halb das Inlandeis, das nach der Ebene im Osten drang, viel gewaltiger wurde, und weswegen auch seine Eisscheide viel weiter von dem Berggebiet sich ausbildete, das ursprünglich das Ausgangsgebiet des Prozesses war.

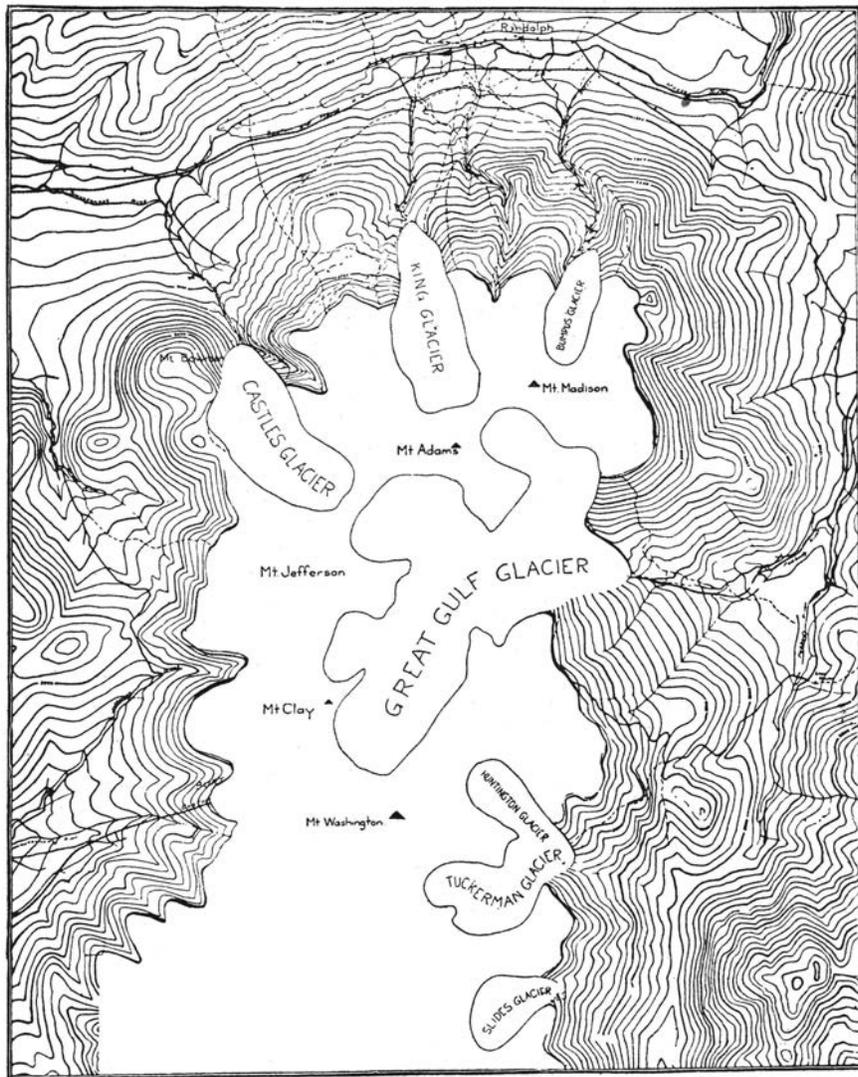


Fig. 19. Früh-glaciale Gletscher des Mount Washington (New England)

Die *Keewatin Ice Sheet* war in Nordamerika zu dieser Zeit das Gegenbild des nordeuropäischen Inlandeises, und ihr Centrum entsprach der Eisscheide desselben. Eine Auffassung von der grossen Tiefe eines solchen Landeises erhält man, wenn man bedenkt, dass die Höhe des

Eises über Meer, dort wo sich die Eisscheide bildete, der Höhe des Hochgebirgsgebietes gleich gekommen sein muss, das diese zu Stande gebracht hat.

Dem nordamerikanischen Inlandeis entsprachen in diesem Stadium mit westlichen Winden zahlreiche lokale Gletscher in den südlichen Bergen. Diese waren damals nach Osten orientiert, auch in den Teilen, die vor der Abschlussperiode der Eiszeit, wie vorher geschildert wurde, ihre grössten Gletscher nach Westen trugen.

Die *Labrador Ice Sheet* existierte während dieser Zeit mit westlichen Winden gar nicht. Doch war ein Teil ihres Gebietes von der *Keewatin Ice Sheet* überflossen.

Über den Torngat Mountains und den Gipfeln in den nordöstlichen Teilen der U. S. A., die während dieser Zeit hoch über die Vergletscherungsgrenze reichten, wehten wie heute von Westen und Südwesten kommende Winde, und ihre relativ unbedeutenden Gletscher waren in überwiegendem Grade nach Osten ausgebildet. Dass es sich wirklich so verhielt, zeigt J. W. GOLDTHWAIT's Rekonstruktion der Gletscher dieser Zeit auf dem Mount Washington (Fig. 19).¹ Auf Grund seiner und der Untersuchungen Anderer über diese Berge, die das Fehlen lokaler Moränen in diesen Gletschernischen und die Existenz regionaler Bodenmoränen an ihrer Stelle gezeigt haben, kann man schliessen, dass »these valleys were ice carved before and not after the great ice sheet swept across New England».¹

Bei der grössten Ausbreitung dieses Keewatinstadiums, als seine Grenzen nach Südosten von »the driftless area» markiert wurden, trat der revolutionierende Umschlag in den bisher herrschenden Windverhältnissen ein, den ich oben geschildert habe.

Die Ursache dieser Veränderung habe ich in der Verschiebung des nordatlantischen Minimums nach Süden gesucht. Vielleicht traf dieses Ereignis gerade im Zeitpunkt ein, da die *Keewatin Ice Sheet* die oben erwähnte Ausbreitung erreicht hatte, weil die Landeise in den verschiedenen Kontinenten um das nördliche atlantische Meer erst jetzt eine solche Grösse erreicht hatten, dass ihre hohen Luftdruckgebiete zusammenfallen und das Minimum über der Nordatlantis nach Süden treiben konnten. Gleichzeitig mit dieser Veränderung der Luftdruckverteilung über dem atlantischen Meer breitete sich das nordpazifische Minimum über den südlich des Inlandeises liegenden westlichen Teilen der U. S. A. aus.

Diese veränderten Windverhältnisse hatten besonders bedeutende Konsequenzen für das grosse nordamerikanische Inlandeis im Gefolge. Während ihre Ausbreitung vorher durchgehend östlich gewesen war, wurden die Verhältnisse nun vollständig verändert.

¹ GOLDTHWAIT, J. W., Following the trail of ice sheet and valley glacier. Appalachia XIII (1913), S. 11 und Pl. IV.

Die *Keewatin Ice Sheet* scheint in der Zeit unbestimmterer Winde, die wohl die Zeit der ausgeprägten Westwinde von der der ausgeprägt östlichen trennte, ganz selbständig geworden zu sein und ihren Zusammenhang mit den westlichen Bergen verloren zu haben¹, wo die *Cordilleran Ice Sheet*, die bisher von der *Keewatin Ice Sheet* ganz unterdrückt und mit ihr zusammengeschmolzen war, sich selbständig ausbildete. Dadurch gewinnt man eine Erklärung des Faktums, dass dieses Eisgebiet nur ganz unbedeutend auf die Ebene im Osten drang, sondern statt dessen seine Ausbreitung nach Westen decidiert hatte. Die *Cordilleran Ice Sheet* kam nämlich schon bei ihrem ersten selbständigen Auftreten unter den Einfluss der Nordseite des nordpazifischen Minimums und wurde deshalb von nordöstlichen Winden gegen den stillen Ozean orientiert.

Während dem Verlauf dieses Prozesses hat die *Keewatin Ice Sheet*, abgeschlossen von ihrem Nahrungsgebiet im Westen, an Mächtigkeit und sicherlich auch an ihrer Ausbreitung gegen Norden und Osten bedeutend abgenommen. Sie wurde nun von Nordostwinden nach Südwesten getrieben und drang in Gebiete ein, die vorher von der *Cordilleran Ice Sheet* verlassen worden waren. Ebenso drang sie in Gebiete, die beim Windumschlag von den aus demselben Grunde zurückweichenden nach Osten orientierten lokalen Gletschern der Bergketten auf der Grenze zwischen Montana und Alberta verlassen wurden: »The Keewatin sheet reached its most advanced position after the valley glaciers from the west had retreated, for the drift of the former overlies the drift of the latter at various points both north and south of the national boundary. In some cases the till from the northeast overlies the till of the mountain glaciers».² — »We observed, as did Dawson and McConnell farther north and as did Calhoun near the 49th parallel, that drift of the continental ice-sheet overlaps drift of the mountain glaciers.»³

Durch die Windänderung wurde, wie vorher geschildert, die *Labrador Ice Sheet* neugebildet und diese drang ihrerseits in Gebiete, die vorher von der auf dieser Seite zurückweichenden *Keewatin Ice Sheet* bedeckt gewesen waren, wie auch in solche, die vorher ganz ausserhalb des Eisgebietes gewesen waren.

Die hier geschilderte Entwicklung der respektiven Eiscentren stimmt mit den Altersverhältnissen überein, die, wie man gefunden hat, zwischen diesen geherrscht haben.⁴

Am Aufbau des komplizierten Gebäudes, das die nordamerikanische

¹ Beachte die Übereinstimmung mit der Ausbildung der skandinavischen Eisreste östlich ihres Berggebietes beim schliesslichen Verschwinden dieses Inlandeises.

² CALHOUN, F. H. H., The Montana lobe of the Keewatin Ice Sheet U. S. G. S. Pr. p. 50 (1906), S. 56.

³ ALDEN, W. C. und STEBINGER, E., Pre-Wisconsin glacial drift in the region of Glacier National Park, Montana. Geol. Soc. of Am. Bull. 24 (1913), S. 545.

⁴ DAVID, T. W. E., Conditions of Climate at different geological epochs. C.-r. der Xe Congrès Geol. Int. Mexico 1906, S. 36. — COLEMAN, A. P., The drift of Alberta and the relations of the Cordilleran and Keewatin Icesheets. R. S. Canada (3) 3, 1910.

Vergletscherung ausmacht, haben also feuchtigkeitstragende Winde, die sowohl vom stillen, wie vom atlantischen Ozean herkamen, teilgenommen, obwohl zu verschiedenen Zeiten. Die Verhältnisse sind dadurch viel verwickelter geworden als in Europa, und grosse Schwierigkeiten mussten bei dem Versuche entstehen, verschiedene Stadien in den beiden Vergletscherungsgebieten, wie auch zwischen den verschiedenen Teilen des nordamerikanischen Gebietes zu parallelisieren.

Südamerika

(mit Mexiko).

Es gibt, wie G. STEINMANN hervorhebt¹, keinen Kontinent, der in so hohem Grade geeignet ist, wichtige Fragen der gegenwärtigen glacialen Umstände, wie diejenigen der Eiszeit, zu lösen, wie Südamerika, da sich hier ein Berggebiet von sehr bedeutender Höhe ohne Unterbrechung von hohen Breitegraden der südlichen Halbkugel (56° s. Br.) aus über den Äquator bis zu 10° n. Br. erstreckt. Dieses lässt eine so gut wie ununterbrochene Folge der glacialen Bildungen unter ständig wechselnder Breite zu. Dazu kommt, dass die meteorologischen Verhältnisse hier die denkbar regelmässigsten und unzweideutigsten sind, wodurch sich besonders gute Möglichkeiten ergeben, den Zusammenhang zwischen diesen und der Ausbildung der Vergletscherung zu deuten.

Zusammen mit den mexikanischen Bergen und den vorher in dieser Arbeit geschilderten nordamerikanischen liegt also ein meridional streichender so gut wie ununterbrochener Schnitt durch die Vergletscherungsgrenze vor, der analog gelegene Vergleichungspunkte auf der nördlichen und südlichen Halbkugel bietet. Durch Vergleichen, die auf verschiedenen Breitegraden zwischen der gegenwärtigen Vergletscherung und derjenigen der Eiszeit angestellt werden, dürfte man hier Auskunft über das Auftreten der Eiszeit auf der Erde und die meteorologischen Verhältnisse während dieser Zeit erhalten, wie sonst wohl nirgends.

Mexiko. Von den hohen Vulkangebirgen Mexikos tragen die ungefähr auf dem 19° n. Br. gelegenen Popocatepetl, Ixtaccihuatl und Pic von Orizaba ansehnliche Gletscher. Etwas unter der Vergletscherungsgrenze gelegen, aber doch immer schneebedeckt ist der Toluca; auch andere Berge sind gelegentlich in Schnee gehüllt. Aus SCHWARZE'S Zusammenstellung der Angaben über die hier herrschenden Verhältnisse erhellt², dass die Firngrenzen auf den südlichen Seiten dieser Berge bedeutend höher liegen als auf den nördlichen, wobei besonders die Südostseiten relativ

¹ STEINMANN, G., Diluvium in Südamerika. Monatsber. Deutsch. Geol. Ges. 1906, S. 215.

² SCHWARZE, G., Die Firngrenze in Amerika. Wissensch. Veröff. d. Ver. f. Erdk. Leipzig I (1891), S. 25—33.

unbedeutend mit Schnee bedeckt scheinen. Die Orientierung der Vergletscherung darf deshalb in diesem Gebiet als eine ungefähr nordnordwestliche angenommen werden. Über die Orientierung der Eiszeitgletscher, die vermutlich analog der gegenwärtigen war, ist nichts bekannt; Angaben haben wir nur über Moränen, die tief unter den jetzigen Gletschern lagen.¹

Venezuela und Columbia. Über die Gletscher- und Schneeverteilung auf den hohen Gipfeln der Sierra Nevada de Santa Marta (11° n. Br.) und der Cordillere von Merida (8° n. Br.) weiss man wenig, aber W. SIEVERS nimmt an, dass die Gletscher der beiden Bergketten auf der Nordseite am grössten seien und am tiefsten reichen.² Nach Analogie mit den Verhältnissen, die auf entsprechenden Breitengraden südlich des Äquators herrschen, hat man zu erwarten, dass eine nähere Bestimmung eine überwiegend nordwestliche Exponierung ergeben werde.

Über die Berge Columbias südlich von diesen, die über die Vergletscherungsgrenze reichen, finden sich im allgemeinen nur Angaben von vereinzellen Seiten der Berge.

Über den auf dem 3.° n. Br. gelegenen Vulkan Huila (5700 m) finden sich doch etwas ausführlichere Angaben in folgender Reiseaufzeichnung STÜBELS: »Der Schnee reicht auf der Südseite nicht weit herunter, weil die Gehänge zu steil sind, dagegen sieht man gegen Westen lange Schneelinien, weniger ausgedehnte gegen Osten«. ³ Stübels ausserordentlich klare Abbildungen der verschiedenen Seiten dieses Berges (a. a. O. Pl. 7—11) zeigen eine viel stärkere Vergletscherung gegen Nordwesten als gegen Südwesten, Süden oder Südosten. Deshalb kann man annehmen, dass die Gletscher auf der Nordwestseite des Huila am grössten sind.

Von den beiden auf der Grenze nach Ecuador (1° n. Br.) gelegenen Vulkanen Cumbal (4790 m) und Chiles (4780 m) macht STÜBEL folgende Angaben (a. a. O. S. 121 und 122). Auf dem Chiles reicht ein gegen Nordwesten, oder wahrscheinlich Westnordwesten, orientierter Gletscher bis zu 4379 m hinunter, während die untere Grenze des Gletschereises an der Südseite 4413 m und an der Ostseite 4468 m ist. Auf dem Cumbal ist das Ende des Gletschers an der Nordostseite 4451 m. Da die Vulkane gleich hoch sind und gleichweit über die Vergletscherungsgrenze⁴ reichen, können diese Höhenziffern zusammengestellt werden und dürften approximativ für beide gelten, woraus man schliessen kann, dass die Gletscher auf den Nordwest- oder Westseiten am grössten sind.

¹ GILCHRIST, C. A., Climbs on Popocatepetl and Ixtaccihuatl. Appalachia. XI (1907), S. 197.

² SIEVERS, W., Zur Vergletscherung der Cordilleren des tropischen Südamerika. Z. f. Gletscherkunde II (1908), S. 272 und 276.

³ A. STÜBEL., Die Vulkanberge von Colombia. Dresden 1906. S. 38.

⁴ Der Cumbal liegt nämlich dicht nördlich beim Chiles, während die Vergletscherungsgrenze dieses Gebietes gerade nach Osten fällt.

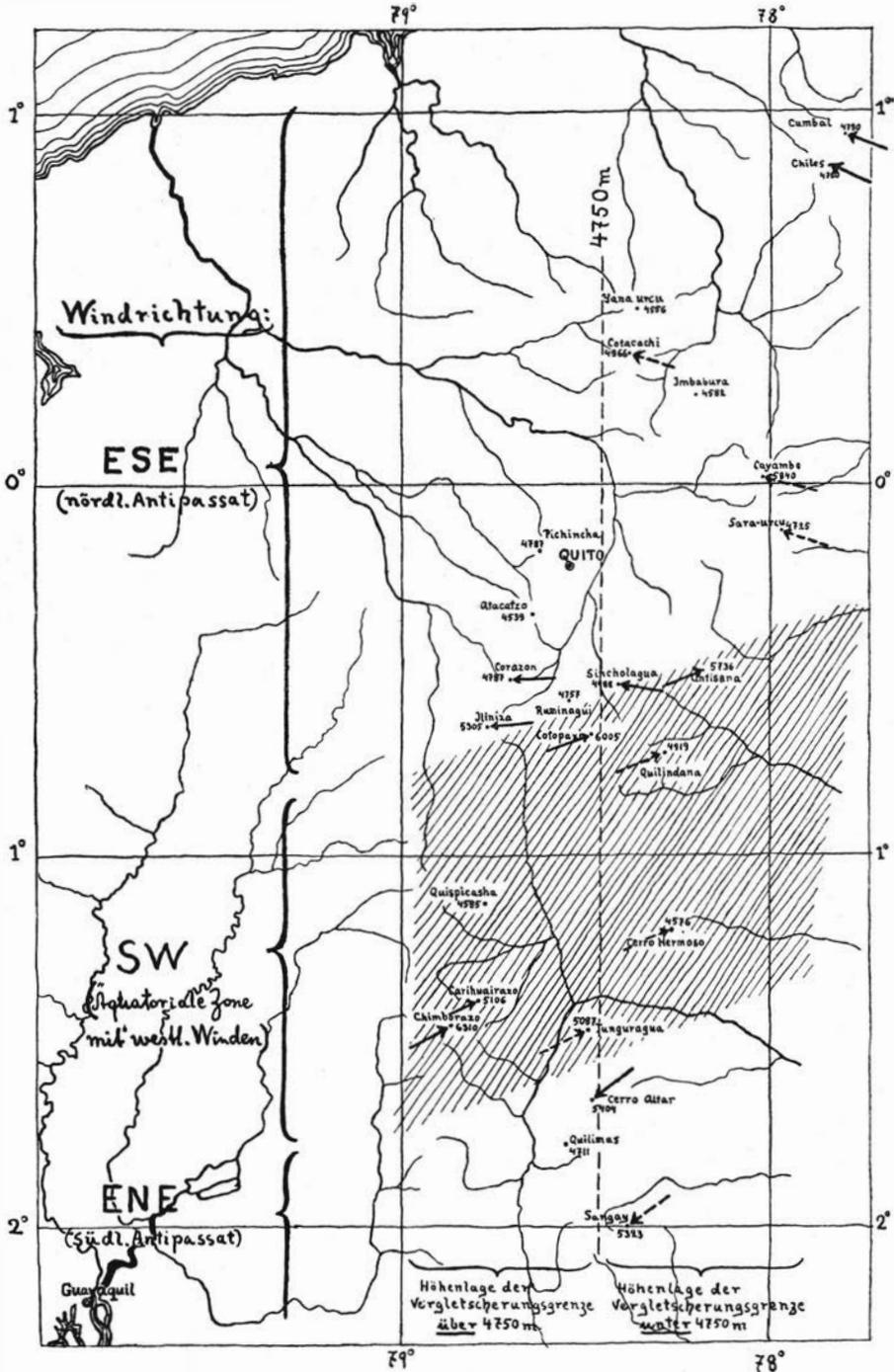


Fig. 20. Orientierung der Gletscher Ecuadors.

Ecuador

(s. Karte Fig. 20).

In Ecuador finden sich vierzehn gletschertragende Berge zwischen $1\frac{1}{3}^{\circ}$ n. Br. und 2° s. Br. Diese sind von Norden nach Süden: Cotocachi (5756 m), Cayambe (5840 m), Sara-urcu (4725 m), Antisana (5756 m), Sincholagua (4988 m), Iliniza (5305 m), Cotopaxi (6005 m), Quilindana (4919 m), Cerro Hermoso (4576 m), Carihuirazo (5106 m), Chimborazo (6310 m), Tunguragua (5087 m), Cerro Altaf (5404 m), Sangay (5323 m).

Von diesen liegen Iliniza, Carihuirazo und Chimborazo auf den Westkordillern; die übrigen schliessen sich mehr oder weniger an die Ostkordillern an.

Die Vergletscherungsgrenzfläche fällt in diesem Gebiet gegen die niederschlagsreichen östlichen Gegenden. So liegen auf den Westkordillern der Pichincha (4787 m), Corazan (4787 m), Ruminagui (4757 m) und ganz im Süden auf den Ostkordillern der Quilimas (4711 m) ohne Gletscher, während die östlich gelegenen Cumbal (4790 m), Chiles (4780 m), Sara-urcu (4725 m) und Cerro Hermoso (4576 m) sehr ansehnliche Gletscher tragen und damit beweisen, dass sie einige hundert Meter über die Versicherungsgrenze reichen. Auf der Karte Fig. 20 ist die ungefähre Lage der Isohypse für 4750 m eingezeichnet. Die relativ unbedeutende Höhe des Cerro Hermoso zeigt ein sehr steiles Fallen der Grenze über die Ostkordillern.

Aus den Beschreibungen, die H. MEYER in seinen Reiseschilderung gibt¹, mag folgendes über die Orientierung der Gletscher zusammengestellt werden.

Etwa zwischen $1\frac{1}{2}^{\circ}$ und $1\frac{1}{2}^{\circ}$ s. Br. findet sich eine in südwest-nord-östlicher Richtung liegende Zone (auf der Karte Fig. 20 schraffiert), die sowohl die Ost- wie Westkordillern umfasst und in der die Berge ihre hauptsächlichste Vergletscherung auf der *Ost- oder Nordostseite* tragen.

Zu dieser Gruppe gehören der Chimborazo (der einzige genauer kartographisch behandelte dieser Berge, s. Fig. 21), der Carihuirazo (mit einer grossen Nische (»caldera») auf der Ostseite; Schneegrenze: E 4354 m, N. 4500 m, S. 4675 m), der Cotopaxi (»in den oberen, grösseren Partien umhüllt den Kegel jetzt ein mächtiger Firn- und Eismantel, dessen Randgletscher hier (im Osten) sich weiter bergab ausdehnen als auf den anderen Seiten»², a. a. O. S. 205), der Quilindana, der Antisana (»auf der Ostseite sind viel tiefere Täler in den Kegelmantel eingeschnitten als auf der Westseite. Die Eisansammlungen der Hochregion sind auf der Ostseite beträchtlich grösser als auf der Westseite«, a. a. O. S. 337). Wahrscheinlich gehört auch der Tunguragua zu dieser Gruppe.

¹ MEYER, H., In den Hochlanden von Ecuador, Berlin 1907.

² Vgl. diese Abhandlung S. 17, wo nach REISS die Höhenangaben über die Schneegrenzen dieses Berges mitgeteilt sind.

Gegen Nordwesten liegen dicht bei dieser Zone die beiden Vulkane Sincholagua (Ostkordilleren) und Iliniza (Westkordilleren) mit einer in entgegengesetzter Richtung, *nach Westen*, orientierten Vergletscherung. Über den Sincholagua sagt MEYER (a. a. O. S. 349): »Die steile lange Ostwand hat keinen Gletscher, aber auf der Nordseite hängt zwischen den beiden felsigen Gipfeln nahe dem Nordgipfel ein kleiner Steilgletscher in die weite, nach Norden offene und einem grossen Kahr gleichende Caldera

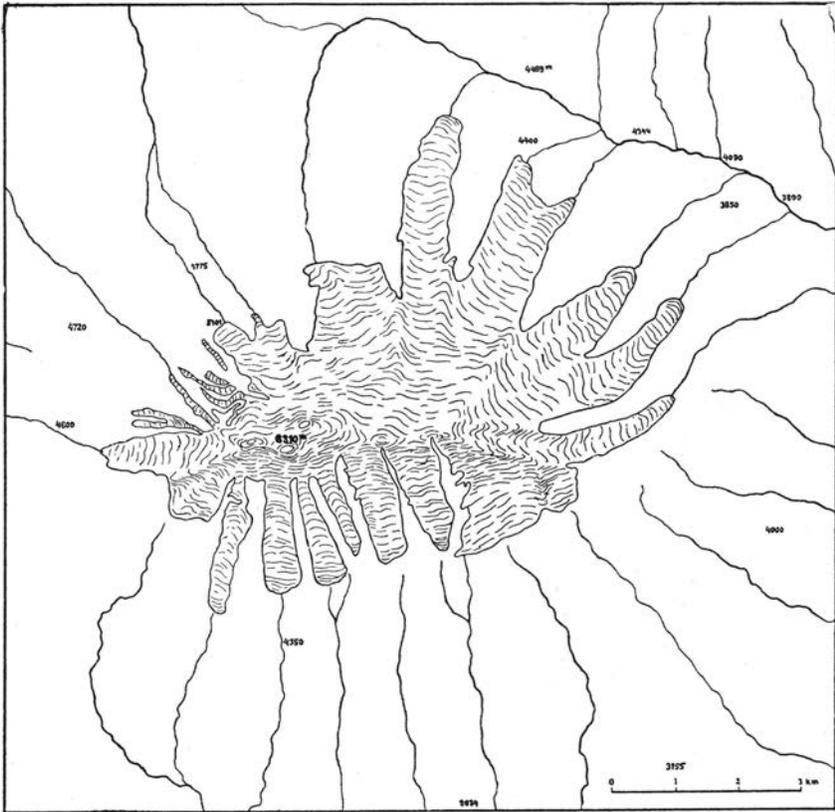


Fig. 21. Vergletscherung auf Chimborazo (nach H. MEYER).

herab, deren obere rechte (westliche) Hälfte er der Länge nach ausfüllt. — — — Der kleine Hängegletscher ist nur ein Seitenausläufer des Gipfel- firns. Die Hauptmasse liegt auf dem weniger steilen Westhang, in einer geräumigen, zwischen den beiden Gipfeln herabziehenden Mulde, die in den dortigen Lavadecken ausgegraben ist.» Über den Iliniza teilt MEYER mit (S. 283): »das grösste Kesseltal des ganzen Iliniza ist nach REISS und STÜBELS Beschreibung und nach STÜBELS Bildern auf der Westseite unter dem Mittelsattel zwischen den beiden Schneegipfeln. — — — Wenn wir den Firn und Eismantel des Iliniza im ganzen überblicken, fällt uns sein

ziemlich gleichmässiger Verlauf rings um den Berg auf. Im Süden und Westen — — liegt die Eisgrenze etwas tiefer; im Norden und Osten — — liegt sie etwas höher.» Der Höhenunterschied zwischen den beiden Richtungen ist doch sehr beträchtlich, über 350 m, da »die kleinen, kurzen Hängegletscher auf der Ostseite durchschnittlich bei 4850 m enden«, während »die Eismassen« auf der Westseite bis 4484 m. hinunter reichen.

Zwischen diesen Bergen und den vorher genannten in Columbia liegen Sara-urcu, Cayambe und Cotocachi, über die nähere Angaben fehlen. Von dem letzteren teilt A. STÜBEL allerdings mit, dass das Ende des Gletschers auf der Ostseite 4537 m hoch liege, dasjenige der Südseite 4499 m.¹ Das Gletscherende der Ostseite hat also eine relativ hohe Lage, welche zeigt, dass die Verhältnisse andere sind als auf den Bergen der zuerst genannten Zone (vgl. die Angaben über den Carhuairazo und Coto-paxi). Die grössten Gletscher dieser Berge dürften auch nach Westen oder Nordwesten gerichtet sein, wie das auf Karte Fig. 20 angedeutet ist.

An die hohen, gletschertragenden Berge schliessen sich einige kleinere, die nicht bis zur Vergletscherungsgrenze reichen, aber doch hoch genug sind um perennierende Schneefelder zu tragen. Auf den Westkordillern findet sich ein solcher Berg zwischen der letztgenannten Vulkangruppe mit nach Westen gerichteter Vergletscherung. Das ist der Corazon, über dessen Schneebedeckung E. WHYMPER folgende in diesem Zusammenhang wichtige Angabe macht: »There were no permanent snow-beds on the E. side, although there were some upon the W. side«. ²

Südlich der erstgenannten Zone mit nach Osten orientierter Vergletscherung beginnen ebenfalls Berge, deren grösste Gletscher nach Westen liegen. So hat der Cerro Altar seinen tiefst reichenden und grössten Gletscher in seiner nach Westsüdwesten offenen grossen Caldera. Sicher trägt auch der Sangay die Eisbedeckung, die bei den ständigen Vulkanausbrüchen sich bilden kann, hauptsächlich auf seiner westlichen Seite. Diese Berge schliessen sich so an die südlicher in Peru gelegenen an, deren Vergletscherung ebenfalls nach Westen orientiert ist.

Die obigen Citate aus MEYERS Arbeit beweisen, dass seine zusammenfassenden Äusserungen über die Orientierung der Gletscher auf den Vulkanbergen Ecuadors nicht richtig sind. Auf Seite 8 sagt er nämlich: »und zwar sind es auf *allen* Bergen die Ost- und Nordostseiten, welche die mächtigsten Eisdecken tragen«. Die Theorie, die Meyer aufgestellt hat, um die Verteilung der Gletscher auf den einzelnen Bergen zu erklären, auf welche ich später zurückkommen werde, setzt doch voraus und fordert, dass diese Äusserung richtig ist.

So viel man weiss, lagen die Gletscher der Eiszeit in diesen Gegenden wie die heutigen orientiert. Ihre Spuren geben daher Beiträge zur Abgrenzung der oben genannten Gegenden mit entgegengesetzter Orientierung

¹ STÜBEL, A., Die Vulkanberge von Ecuador, Berlin 1897, S. 89.

² WHYMPER, E., Travels amongst the great Andes of the Equator, London 1892, S. 347.

der Vergletscherung. Zu diesen dürften wenigstens die Mehrzahl der grossen »Calderen» oder »Hondon» gerechnet werden, die die älteren Vulkane tragen, da diese wahrscheinlich während der Eiszeit ausskulpierte Gletschernischen sind. So tragen z. B. der Pichincha, Atacatzo, Corazon und Ruminagui diese auf ihren Westseiten, während das Verhältnis auf den südlichen Bergen, deren Vergletscherung nach Osten orientiert ist, entgegengesetzt ist.

Von besonderer Bedeutung ist, dass die ganz schmale Zone mit den nach Osten orientierten Gletschern auch während der Eiszeit auf demselben Gebiet ausgebildet war wie heute. So trug der Chimborazo seinen grössten Gletscher damals, wie heute auf der Nordostseite, und dieser war auch damals »der längste Gletscher von ganz Ecuador» (MEYER a. a. O. S. 396).

Peru. W. SIEVERS, der 1909 das nördliche Peru bereiste, hat in einer ausführlichen Arbeit¹ zusammengestellt, was über die glacialen und glacialgeologischen Verhältnisse in diesen vorher wenig erforschten Teilen der Anden bekannt ist.

Die relativ niedrigen Ostkordillern tragen nur zwei unbedeutende Schneeberge, den Nevado de Cajamarquilla (4800 m; 7° 7' s. Br.) und den Nevado de Acrotombo (5200 m; 8° 40' s. Br.). Von dem letzteren, der eine »verhältnismässig geringe Firmenge» trägt, sagt SIEVERS (a. a. O., S. 166): »Dieser Schneeberg trägt auf der Nordwestseite wenig Schnee, dagegen mehr auf der südwestlichen».

Die Westkordillern dagegen sind bis zum 8.° s. Br. stark vergletschert. Sie erreichen auch an verschiedenen Stellen Höhen, die 6000 m übersteigen; so beträgt z. B. der bekannte Nevado Huaskaran in der Cordillera Blanca 6763 m.

Eingehendere Untersuchungen über ein und denselben Berg oder alle Seiten einer Bergpartie finden sich hier nicht, aber SIEVERS fasst seine Beobachtungen (a. a. O., S. 255) folgendermassen zusammen: »In dem Vorhergehenden ist mehrfach darauf hingewiesen worden, dass die Westseite der Kordillere in meinem Reisegebiet bis tiefer hinab vereist ist als die Ostseite und dass das auch in der Eiszeit so gewesen ist». Er erwähnt auch ähnliche Beobachtungen, die RAIMONDI² in diesem Gebiet gemacht hat.

Über die Schneebedeckung des 6000 m. hohen Toldorumi, südlich von Oroya (12° s. Br.) bietet R. HAUTHAL ausführliche Beschreibungen, die die Verhältnisse hier vollständig klar legen.³ Auf S. 156—7 teilt er mit, dass »seine Südwestflanke mit einem blendend weissen Firmmantel bedeckt ist», während nach Nordwesten nur »der kümmerliche Rest» eines Hängegletschers sich findet. Auf S. 160 fährt er über denselben Berg

¹ SIEVERS, W., Reise in Peru und Ecuador 1909. Wiss. veröff. Ges. f. Erdk. Leipzig VIII (1914).

² RAIMONDI, A., El Departamento de Ancachs. Lima 1873, S. 6.

³ HAUTHAL, R., Reisen in Bolivien und Peru 1908. Wiss. veröff. Ges. f. Erdk. Leipzig VII (1911).

fort: »sah ich zu meiner Überraschung, dass die Ostseite dieser 6000 m hohen Berge, deren bis 4800 m herunterreichende Gletscher der West- und Südseite ich vor einigen Stunden geschaut, viel weniger Schneebedeckung trug. — — — Die Ostseite ist weniger vergletschert als die Westseite. — — — Mein Begleiter, Herr Professor BRAVO, sagte mir, dass er diese Erscheinung auch an anderen Gletscherbergen der Kordillere beobachtet habe».

Aus diesen Äusserungen HAUTHALS geht deutlich hervor, dass die Vergletscherung nach Südwesten orientiert ist.

Weiter südlich in Peru scheint die südliche Richtung die Oberhand über die westliche zu bekommen. So teilt I. BOWMAN über die Schnee- verhältnisse auf den Vulkanen 14° s. Br. mit: »At elevations above 1800 feet snow occurs on the shady southern slopes but is at least a thousand feet higher on the northern slopes, and therefore absent on the latter side from all but the highest peaks».¹

Von zwei auf der Westkordillere bei $16^{\circ} 16'$ s. Br. gelegenen, über 6000 m hohen Gipfeln liegen folgende Angaben vor: »Der Misti überragt in manchen Jahren die eigentliche Schneegrenze, er behält aber in trockenen Jahren nur einzelnen Schneelagen, namentlich auf der Südwestseite. Ebenso verhält es sich bei dem noch höheren Chachani.»²

Bolivia. Die Verhältnisse in den nördlich gelegenen bolivianischen Bergen stimmen mit denen überein, die in Peru herrschen, indem man aus den gemachten Angaben schliessen kann, dass die Orientierung der Vergletscherung südwestlich ist.

Vom Caca-Aca (16° s. Br.) beschreibt R. HAUTHAL in seiner eben genannten Arbeit »die wirklich modellartige Karbildung, die seine Süd- und Westflanke zeigen«, und erwähnt »das Gletscherende liegt bei Caca-Aca in dem südlichen Tale etwas höher als in dem westlichen.« Von den unmittelbar südöstlich von diesen Bergen gelegenen Chacaltayabergen sagt er, dass sie »an der Westseite noch kleine Hängegletscher haben . . . Ihre Nordseite aber ist gletscherfrei« (a. a. O., S. 120).

HAUTHAL hat auch von glaubwürdigen Personen erfahren, dass die Gletscher auf der Ostseite des Ilimani weniger tief reichen als auf der Westseite, eine Beobachtung, die er durch die Abbildungen bestätigt findet, die SIR MARTIN CONWAY von diesem Berge gibt, wie auch durch die Messungen der Firngrenze, die von PENTLAND ausgeführt wurden (a. a. O., S. 117).

Über die Verhältnisse auf den Nevados de Araca ($17 \frac{1}{2}^{\circ}$ s. Br.) liegen Angaben sowohl von H. HOEK und G. STEINMANN wie von TH. HERZOG vor, welche, wenn man sie zusammenstellt, die südwestliche Orientierung erweisen. Von der Westseite der Bergkette erwähnen die ersteren: »an den nach S. schauenden Seiten sind in jeder Depression zwischen zwei Gipfeln

¹ BOWMAN, I., Asymmetrical crest lines and abnormal valley profiles in the Central Andes. Z. f. Gletscherk. VII (1913), S. 123.

² v. HANN, J., Zur Meteorologie von Peru. Meteor. Z. 1902, S. 124.

steile, zum Teil hängende Gletscher eingebettet; manche kleben auch an den Gipfeln selbst. Die nordwärts schauenden Wände dieser 5400 bis 5600 m hohen Berge sind fast ganz schneefrei.¹ Der letztere teilt mit: »Die Aracagruppe besitzt überhaupt nur an südgeneigten, steilen Flanken einige kleine Hängegletscher, während die Nordseite der Gipfel in niederschlagsarmen Frühjahrsmonaten bis auf 5500 m schneefrei sind«. — — — »Auf der Ostseite — — scheinen Eis- und Schneegrenze trotz reicherer Niederschläge höher zu liegen.«²

HAUTHAL gibt ebenfalls an mehreren Stellen seiner Überraschung Ausdruck, die niederschlagsärmere Westseite der Berge stärker vergletschert zu finden, als die niederschlagsreiche Ostseite³, und er bemerkt, dass die Gletscherverteilung hier der von MEYER beschriebenen in Ecuador gerade entgegengesetzt sei: »Diese Beobachtung, dass auf der Ostseite der Kordillere von Ecuador Firn- und Gletschergrenze tiefer hinuntergehen als auf der Westseite, fand ich in den von mir bereisten Teilen der Kordillere von Peru und Bolivien nicht bestätigt. Schon weiter oben habe ich beim Ilimani, Caca-Aca und Toldorumi auf die mich zuerst in Erstaunen setzende Beobachtung hingewiesen, dass die *Ostseite dieser Berge weniger Schnee- und Eisbedeckung trägt als die Westseite*. Glaubwürdige, kompetente Personen bestätigten mir diese Erscheinung auch für andere Berge der betreffenden Kordillere.« (a. a. O., S. 170—171.)

Überraschend ist deshalb, das HOEK und STEINMANN auf ihrer Reise gefunden haben wollen, dass die Gletscher hier während der Eiszeit (über die Verteilung der *heutigen* Vergletscherung in dieser Hinsicht machen diese Forscher keine Angaben) auf der Ostseite grösser waren als auf der Westseite: »It is worthy of notice that the eastern sides of the mountains have always been exposed to greater moisture, and that therefore they show the remains of former glaciation at a lower level than on the western slopes.«⁴

Da heute die Vergletscherung *trotz* der reicheren Niederschläge auf der Ostseite doch auf der Westseite grösser ist, kann natürlich nicht die *selbe* Niederschlagsverteilung als Grund für eine entgegengesetzte Verteilung während der Eiszeit angeführt werden. Irgendwelche vergleichenden Höhenangaben geben diese Reisenden als Stütze für diese — sofern sie richtig ist — sehr bedeutungsvolle Beobachtung doch nicht. Nach der Meinung des Referenten dürften indessen die Verhältnisse hier in dieser Hinsicht während der Eiszeit den jetzigen gleich gewesen sein, wie das in den übrigen Teilen dieses Kontinentes der Fall gewesen ist.

Während die nördlicheren Gebiete eine westliche oder südwestliche

¹ HOEK, H. und STEINMANN, G., Erläuterungen zur Routenkarte der Expedition Steinmann, Hoek, v. Bistram in den Anden von Bolivien 1903—04. Pet. Mitt. 1906 I, S. 27.

² HERZOG, TH., Die bolivischen Kordilleren. Pet. Mitt. 1913 I, S. 194.

³ »Die Niederschläge sind an der Ostseite grösser als an der Westseite, und es steht eigentlich zu erwarten, dass die Gletscher an ihr weiter herunterreichen« (a. a. O., S. 116).

⁴ HOEK, H., Exploration in Bolivia. Geogr. J. 25 (1905), S. 503.

Orientierung der Vergletscherung zeigen, ändern sich die Verhältnisse im südlichsten Bolivia (bei ungefähr 20° s. Br.). HAUTHAL teilt mit, dass die dort liegenden etwa 6000 m hohen Berge (Cusco, Cusiño u. a.) »fast schneefrei sind und nur an der Südseite einige perennierende kleine Schneeflecken tragen.« (a. a. O., S. 61.) Er hebt auch hervor, dass die Eiszeitgletscher hier ebenfalls nach Süden ausgebildet waren (a. a. O., S. 66—67).

Von dem jetzt schneefreien Cerro Liqui (5150 m.; 22° s. Br.) teilt H. HOEK mit: »zweifellos waren die Glazialspuren an seiner Südseite.«¹ Dass die Südseite der Berge in diesen Gegenden die grössten Gletscher der Eiszeit getragen hatten, geht auch aus seiner Karte über die Cordillera de Potosi (20° s. Br.; a. a. O., S. 133) hervor.

Argentinien. Die nördlichst gelegenen Berge in Argentinien tragen wie die nächst angrenzenden in Bolivia ihr Schneekleid auf der Südseite.

So teilt HAUTHAL über den auf dem 24° s. Br. gelegenen Chani (6100 m) mit, dass sein Gipfel beinah schneefrei sei, »nur an der Südseite halten sich das ganze Jahr hindurch einige Schneeflecke«. (a. a. O., S. 20.)

Weiter südlich ändert sich die Orientierung der Gletscher wieder, indem sie sich nach Osten dreht. Ebenso konsequent wie die auf den entsprechenden Breitengraden der nördlichen Hemisphäre gelegenen Gletscher (in den U. S. A.) nach *Nordosten* orientiert sind, sind sie hier nach *Südosten* orientiert. In beiden Fällen also östliche Exposition mit Neigung nach dem Pol.

Besonders deutlich tritt diese Gletscherverteilung auf der Karte hervor, die F. REICHERT über die Aconcagua und die angrenzenden Berge (33° s. Br.) publiziert hat (Fig. 22).² Wir sehen dort, dass die nach Osten liegenden Gletscher bedeutend grösser sind als die auf denselben Bergen nach Westen gerichteten, wie auch, dass die südlichen die nördlichen überwiegen. Von REICHERT's Äusserungen über die Schneeverteilung auf diesen Bergen mag angeführt werden: »Es ist bemerkenswert, dass die höheren Lagen des Aconcagua Nordwestgrats sowie die diesem Grate zugekehrte Nordwestflanke des Berges meist schneefrei sind«. (a. a. O., S. 198.) — »Vom Gipfel der Polleras aus erblickte ich die West- und Nordwestseite des Tupungato als einen vollkommen schneefreien Hang« (a. a. O., S. 220).

H. KEIDEL erwähnt an mehreren Stellen seiner Arbeit über die Schneeverhältnisse in den argentinischen Anden, dass der Winterschnee sich in überwiegendem Grade auf den Ostseiten der Berge ansammle und der Sommerschnee sich auf diesen Seiten halte.³

¹ HOEK, H., Bergfahrten in Boliva. Zeitschr. d. D. und Ö. Alpenvereins 38 (1907), S. 130.

² REICHERT, F., Das Gletschergebiet zwischen Aconcagua und Tupungato. Z. f. Gletscherk. IV (1910), S. 193.

³ KEIDEL, H., Über den Büsserschnee der argentinischen Anden. Z. f. Gletscherk. IV (1910), S. 108—10.

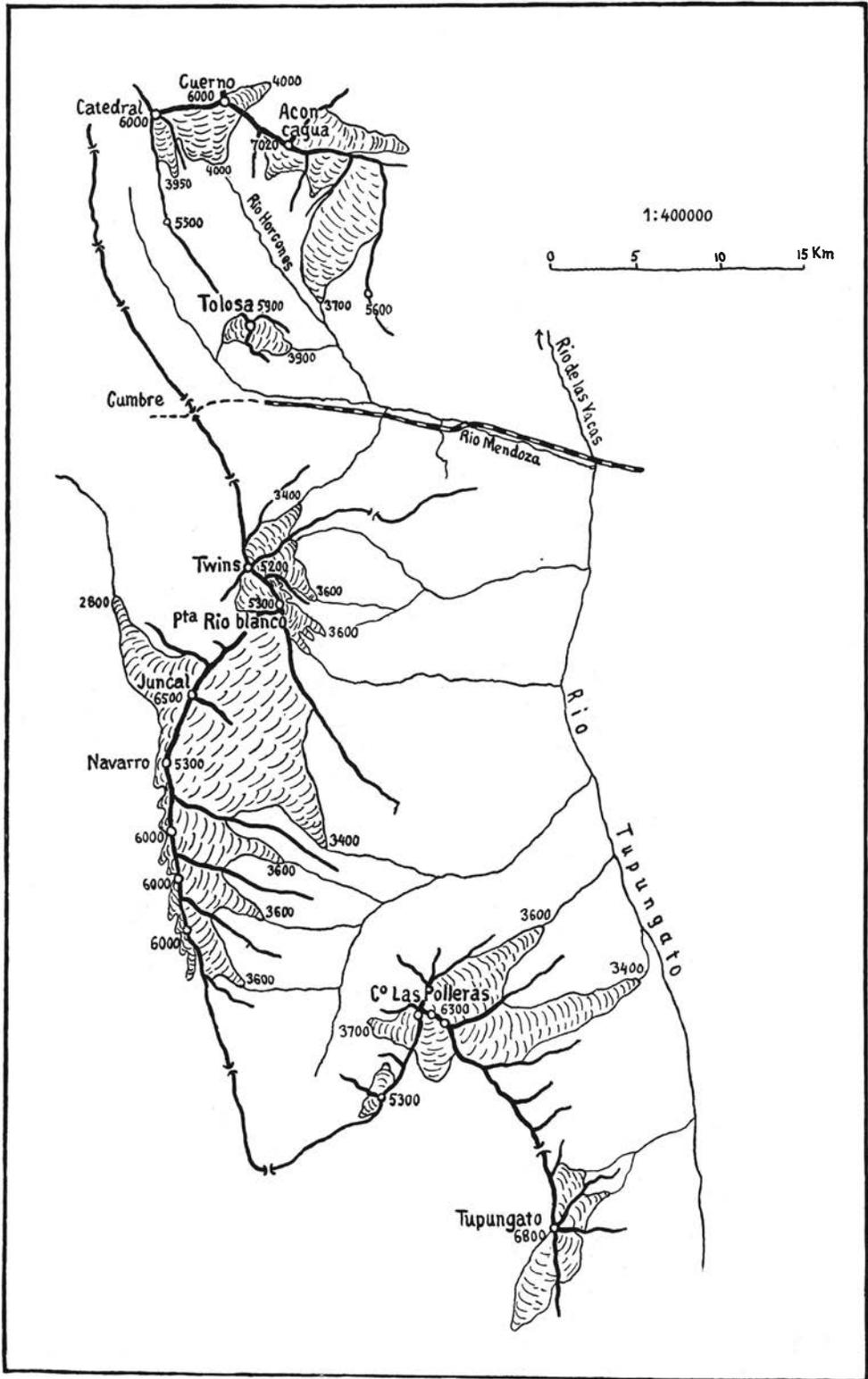


Fig. 22. Kartenskizze des Gletschergebietes zwischen Aconcagua und Tupungato.

In den südlicheren Teilen Argentiniens und Chiles kommt diese südöstliche Orientierung der Gletscher besonders schön auf den vortrefflichen Karten 1:200000 zum Ausdruck, die der grossen Arbeit der argentinisch-chilenischen Grenzkommission »Frontera Argentino Chilena en las Cordilleras de los Andes« beigegeben sind. S. beispielsweise »sheet No. 7«, welche mehrere relativ niedrige Berge mit typisch einseitig orientierten Gletschern aufnimmt.

In der Eiszeit bildete sich ein bedeutendes Inlandeis über dem südlichsten Teil des Kontinentes, das Gebiete bedeckte, die analog den vorher geschilderten in Nordamerika waren. Dieses Inlandeis wurde nach Osten über das Tiefland Patagoniens orientiert, und man hat Grund anzunehmen, dass die Eisscheide östlich im Verhältnis zur Bergkette gelegen war.

Der Zusammenhang zwischen den Windrichtungen und den Orientierungen der Gletscher in Südamerika.

In den Tropen wehen die *Passatwinde* zwischen ungefähr 30° nördlicher und 30° südlicher Breite. Es sind auf der nördlichen Halbkugel NE-Winde, auf der südlichen SE-Winde; also im grossen gesehen Ostwinde, die nach dem Äquator gerichtet sind. In der Nähe desselben sind sie durch eine schmale Zone mit schwachen veränderlichen Winden oder Windstille, den sog. Kalmengürtel, getrennt. An den polaren Grenzen der Passate, den »Rossbreiten«, herrscht Windstille oder schwache Winde, wonach über 30° n. und s. Br. Westwinde mit Neigung nach den Polen beginnen, also SW-Winde auf der nördlichen, NW-Winde auf der südlichen Halbkugel.

In schematischer Form sind die Windzonen auf der Erdoberfläche:

$N\ 60^\circ$ 30° 10° Äquator 10° 30° $60^\circ\ S$
 SW Windstille NE ENE Windstille ESE SE Windstille NW

Die tropischen Windsysteme verschieben sich etwas mit den verschiedenen Jahreszeiten, so dass der Kalmengürtel im April am südlichsten liegt, während er im September ungefähr 5° nördlicher rückt.

Auf grösseren Höhen in den Tropen herrschen indessen andere Winde als die, die näher der Erdoberfläche herrschen. Das sind die sog. *Antipassatwinde*.

Zunächst dem Kalmengürtel (auf seiner Nord- bzw. Südseite) sind diese Winde wie die darunter befindlichen Passatwinde östlich, doch während die letzteren *nach* dem Äquator neigen, haben die ersteren eine Richtung *von diesem weg*. Diese Ablenkung nach dem Pol nimmt bei höheren Breitengraden immer mehr zu, sodass der Wind bei ungefähr 20° ganz

südlich (bzw. nördlich) wird, wonach er bei weiterer Zunahme des Breitegrades überschlägt und sich nach Osten richtet; er wird südwestlich (bzw. nordwestlich). An den Polargrenzen der Tropen fallen also diese Winde mit dem Windsystem der höhern Breitengrade zusammen.

Auch diese oberen Windsysteme verschieben sich mit den verschiedenen Jahreszeiten.

Das Schema für diese Antipassatwinde, soweit sie bisher bekannt sind, ist¹:

N	30°	20°	10°	5°	Äquator	10°	20°	30°	S
	SW	S	SE	E	ENE	NE	N	NW	

Die Gletscher der Tropen befinden sich auf einer Höhe, in welcher die Antipassatwinde herrschen.

Sehen wir nun nach, wie die Orientierungen der Gletscher in dem amerikanischen Doppelkontinent sich zu den vorherrschenden Windrichtungen, wie sie oben nach v. HANN geschildert wurden, verhalten, so finden wir gute Übereinstimmung, doch mit Ausnahme der beim Äquator gelegenen Zone mit nach Osten gerichteter Vergletscherung. Für diese ist kein entsprechendes Windsystem bekannt oder angenommen.

Natürlich sind die Angaben über die Gletscher, die sich finden, gelegentlich weniger detailliert, weil die Beobachter oft glaubten, keine Veranlassung zu haben, die Orientierungen der Gletscher näher als mit den vier Hauptwindrichtungen zu bezeichnen. So wird z. B. für meridional streichende Bergketten nur die überwiegend östliche oder überwiegend westliche Orientierung unterschieden. Um festzustellen, ob dazu eine grössere oder geringere nördliche oder südliche Komponente komme, braucht man eingehendere Auskunft über einzelne Teile des Berggebietes. Solche liegen freilich von mehreren verschiedenen Breitengraden vor, und diese tragen dazu bei, eine feinere Übereinstimmung zwischen Windrichtung und Gletscherorientierung nachzuweisen als dies mit Anwendung von nur vier Richtungen möglich ist.

Im Westwindgebiet Südamerikas (über 30° s. Br.) mit seinen Winden von Nordwesten liegen die Gletscher und Schneefelder nach Südosten orientiert, in vollständiger Analogie mit den Verhältnissen auf entsprechenden Breitengraden in Nordamerika, dessen Gletscher, wie vorher geschildert, von den dort herrschenden Südwestwinden nach Nordosten orientiert sind.

Die charakteristischen Richtungen des Antipassates der verschiedenen Breitengrade findet man bei allen Gletschergebieten wieder, für welche *detaillierte* Angaben vorliegen; die übrigen schliessen sich obwohl, wie gesagt, gröber an diese an.

Von besonders grossem Interesse ist das Vorkommen der unmittelbar südlich des Äquators gelegenen Zone mit nach Osten (Nordosten) orientierten Gletschern, die nach Norden und Süden von Bergen eingeschlossen

¹ v. HANN, J., Lehrbuch der Meteorologie³, Leipzig 1914, S. 471.

ist, deren Gletscher von den Antipassatwinden (dem nördlichen und dem südlichen) nach Westen (Westnordwest bzw. Westsüdwest) orientiert sind.

Dieselbe Orientierung nach Osten findet man auch, wie später gezeigt werden soll, auf dem Ruwenzori in Afrika.

Das deutet auf ein zwischen den nördlichen und den südlichen Antipassatwinden sich findendes ausgeprägtes *Westwindssystem*, also eine Entsprechung zu den äquatorialen Gegenströmen, die man zwischen den westlich gehenden Strömungen der Ozeane findet.

Das Vorkommen eines solchen Westwindsystems über den Bergen dieser Zone in Ecuador ist nicht bekannt, und dieses scheint zunächst gegen die bisher gemachten Beobachtungen oder Annahmen zu streiten. So sagt z. B. MEYER über die Winde dieses Gebietes, »dass das ganze Jahr hindurch die vorherrschenden Winde als Passate¹ aus Osten kommen« (a. a. O., S. 8), und das war auch ununterbrochen der Fall während der Monate (Juni, Juli und August 1903), in denen er in Ecuador weilte.

Die tropischen Berge empfangen indessen den Schneezuschuss, der ihre Vergletscherung zu Stande bringt, während der *Regenzeit*, und die Windverhältnisse *dieser Zeit* und nicht der Trockenzeit sind bestimmend für die Schneevertelung.

Die Regenzeit fällt in Ecuador in die sog. »Invierno«-Monate *März—Mai*, und, obwohl in bedeutend geringerem Grade, Oktober—November (MEYER a. a. O., S. 8). Die regenärmsten Monate, »Verano«, sind Juni, Juli und August oder gerade die Zeit, da MEYER seine Beobachtungen machte.

Die Verhältnisse dürften hier folgende sein. Während der Inviernomonate (März—Mai) herrschen in der Zone mit nach Osten (Nordosten) gewandten Gletschern westliche (südwestliche) Winde. Diese Zone, deren Breite nur etwas über 100 km. beträgt, wird dann im Süden von dem Gebiet mit dem ostnordöstlichen Antipassat begrenzt (Cerro Altar und Sangay, deren Gewitterwolken in den höchsten Höhen immer nach Westen und Südwesten ziehen (MEYER a. a. O. S. 60). Gegen Norden und Nordwesten wird die Zone von Gebieten begrenzt, die von Antipassatwinden aus Ostsüdosten beherrscht werden (Iliniza, Sincholagua). In (unter) diesem letztgenannten Gebiet liegt auch Ecuadors Hauptstadt Quito.

Bei Eintritt der Veranozeit hören die westlichen Winde auf über die Gebiete zu streichen, in denen sie während des Invierno geherrscht haben. Wahrscheinlich folgen sie mit der in dieser Zeit vorsichgehenden allgemeinen Verschiebung der Windsysteme nach Norden. Da dann über den nördlichen Bergen Trockenzeit herrscht, beeinflusst diese Verschiebung die Orientierung ihrer Gletscher jedoch nicht.

Infolge dieser Verschiebung des Windsystems nach Norden bei Beginn des Verano werden nun die Berge, die in der Zone mit nach Osten orientierten Gletschern liegen, *während dieser Jahreszeit* von dem

¹ MEYER scheidet die Antipassate nicht von den Passaten. Beide wehen eben über diesen niederen Breitegraden mit nur geringer Ablenkung von Osten.

nach Norden rückenden Ostnordostantipassat bedeckt, deren Wirkungen MEYER schildert. Auch als WHYMPER bei seiner Besteigung des Chimborazo den oft besprochenen Ausbruch des Cotopaxi beobachtete, dessen Aschenregen von den Winden nach Südwesten über den Chimborazo geführt wurde, geschah dies während des »Verano« (3. Juli 1880).

Aus der Inviernozeit dagegen liegt eine Beobachtung von WHYMPER vor, die wirklich zeigt, dass solche von mir angenommenen südwestlichen Winde hier vorkommen. Er schreibt:

»One morning in April, when encamped, at the height of 14760 feet, on Cayambe, — — we saw Cotopaxi pouring out a prodigious volume of steam, which boiled up a few hundred feet above the rim of its crater and then, being caught by a *south-westerly wind*, was borne towards the northeast, almost up to Cayambe. The bottom of this cloud was about 5000 feet above us; it rose at least a mile high, and spread over a width of several miles; and as it was travelling a little to the east of us, we had a perfect and unimpuded view of it«. (a. a. O., S. 154.)

Auch andere Andeutungen über die Existenz solcher westlicher Winde fehlen nicht.¹ Die Kenntnis der klimatischen Verhältnisse in Ecuador ist jedoch so mangelhaft und die Verhältnisse wegen den Verschiebungen der Windsysteme so kompliziert, dass diese Frage nur durch direkte Windobservationen von mehreren günstig gewählten Punkten während der Inviernomomate entschieden werden kann.

Aus der vorhergehenden Erörterung über die Gletscher in Südamerika ergibt sich, dass diese auf verschiedenen Breitengraden in ganz verschiedenen Richtungen orientiert sind. Dieser Umstand hatte zur Folge, dass ganz verschiedene Ansichten über die Ursache der Gletscherverteilung von den Forschern, die hier in verschiedenen Gebieten gearbeitet haben, vorgebracht wurden.

W. SIEVER'S war 1888 bei der Schilderung der Berge Venezuelas der Ansicht, dass die Schneemassen derselben auf der Nordseite am grössten waren, weil diese Seite den grossen Niederschlagsmengen der Passatwinde ausgesetzt war.²

H. MEYER, der die Verhältnisse in Ecuador geschildert hat, hält die Gletscher auf der Seite der Berge für die längsten und mächtigsten, die »die Luvseite des Schneewindes« ist (a. a. O., S. 139). »Und zwar sind es auf allen Bergen die Ost- und Nordostseiten, welche die mächtigsten Eisdecken tragen, weil das ganze Jahr hindurch die vorherrschenden Winde als Passate aus Osten kommen, von wo sie aus den weiten, warmfeuchten Amazonasniederungen beständig grosse Wasserdunstmengen mitbringen

¹ WOLF, T., Geografia y Geologia del Ecuador, Leipzig 1892, S. 404.

² SIEVERS, W., Die Sierra Nevada de Santa Marta und die Sierra de Perijá. Z. Ges. Erdk. Berlin 32 (1888), S. 81.

und in Stürmen und furchtbaren Gewittern meist auf den Ostflanken der Gebirge als Regen, Hagel und Schnee niederschlagen». (a. a. O., S. 8.)

Diese Theorie ist derjenigen, die ich in dieser Arbeit vertrete, gerade entgegengesetzt. Wie vorher hervorgehoben wurde, liegen die Gletscher indessen nur in einer äusserst schmalen Zone nach Osten oder Nordosten, und diese ist nach Norden und Süden von Bergen mit nach Westen orientierten Gletschern umgeben, von welchen man mit Sicherheit weiss, dass östliche Winde sie bestreichen. Die Theorie ist aus diesem Grunde nicht haltbar.

R. HAUTHAL fand, wie bereits erwähnt wurde, zu seiner grossen Überraschung, dass die Westseiten der Berge in Bolivia und Peru stärker eisbedeckt waren als die Ostseiten. Wegen der grösseren Niederschläge nach Osten hatte er ein gerade entgegengesetztes Verhältnis erwartet. Als Erklärungsgrund (a. a. O., S. 117) nennt er ungleich wirkende schmelzende Faktoren. Während der guten Jahreszeit (Mai—November) mit klarem Himmel erhalten die Ost- und Westseiten dieselbe Menge Sonnenschein, »und die Abschmelzung ist auf beiden Seiten ungefähr gleich«. Während der schlechten Jahreszeit (Dezember—April) werden die Berge an den Tagen, die überhaupt einigermassen wolkenfrei sind, gegen Mittag in Wolken gehüllt. Aus diesem Grunde erhalten die Ostseiten Sonnenwärme, die Westseiten nicht. Dadurch entsteht die ungleichförmige Verteilung des Schnees. Überdies, hebt er hervor, steigt von dem warmen östlichen Tiefland warme Luft empor, welche »den Berg wie mit heissem Odem an der Ost- und Südseite anhaucht«, was zur Abschmelzung auf diesen Seiten beitrage. — Auf Seite 171 räsonniert er auf folgende ganz abweichende Weise. Während der guten Jahreszeit »erhält die Westseite mehr Wärme als die Ostseite, da ja die wirksamsten Hitzestrahlen am Nachmittage die Westseite treffen und die Luft über den Schneefeldern sich auch erst gegen Mittag über 0° erwärmt«. Deshalb ist die Abschmelzung auf der Westseite »eine viel intensivere«. Diese Einwirkung müsste doch während der schlechten Jahreszeit nach der oben durchgeführten Betrachtungsweise ganz aufgehoben und die Verhältnisse geändert werden. — Wie man sieht, widerspricht das letztere Raisonement dem ersten in allen Punkten.

HAUTHAL referiert auch MEYER's gerade entgegengesetzten Beobachtungen von Ecuador, geht aber durchaus nicht auf den Einfluss der Windrichtung ein.

In einem Referat über HAUTHAL's Arbeit äussert MARK JEFFERSON¹, sein Erklärungsversuch sei »the weak part of the book, the only weak one in a very strong work«. Er hebt besonders hervor, dass die warme Luft von den östlichen Tiefländern bei ihrem Aufstieg zu diesen grossen Höhen durch Abkühlung jede schmelzende Fähigkeit verlieren müsse.

¹ Bull. Am. Geogr. Soc. 44 (1912), S. 614—15.

W. SIEVER's war 1911 der Ansicht, dass die kalten Meeresströme vor der Küste Perus die Temperatur beeinflussen, wodurch eine Senkung der Firngrenzen auf den nach Westen gewandten Seiten der Berge stattfinden sollte.¹ — Ein Einfluss in dieser Hinsicht ist indessen ganz ungläublich und kann in keinem Fall auf die östlich gelegenen Bergketten einwirken.

O. SCHLAGINTWEIT² findet es überraschend, die Westflanken der Westkordilleren Perus mehr vergletschert zu finden als die östlichen im Hinblick auf das allgemein angenommene Abnehmen der Niederschläge nach Westen in diesen Gegenden. SIEVER's oben referierte Erklärung verwirft er. Die Ursache hält SCHLAGINTWEIT für »sehr einfach und klar«; sie soll darin liegen, dass in Wirklichkeit über die Westseiten dieser Bergketten die Hauptmenge der Niederschläge ausgefällt wird. — Wie ich in dieser Arbeit gezeigt habe, wirkt aber die relative Grösse des Niederschlages nur auf die Höhenlage der Vergletscherungsgrenze ein und nicht auf die Orientierung der Gletscher. Es ist eben durchaus nicht sicher, ja nicht einmal wahrscheinlich, dass SCHLAGINTWEIT's Auffassung von der Verteilung der Niederschläge auf diesen Bergen mit den wirklichen Verhältnissen übereinstimmt; in den Bergen Bolivias mit ihren analog exponierten Gletschern ist dies sicher nicht der Fall.

TH. HERZOG teilt, wie vorher referiert wurde, mit, dass die Eis- und Schneegrenze auf den Ostseiten der ostbolivischen Bergketten »trotz reichlicherer Niederschläge« höher liegen als auf den Westseiten. Wie JEFFERSON verwirft er HAUTHAL's Theorie von den aufsteigenden schmelzenden Luftströmen. Dagegen schliesst er sich HAUTHAL's Ansicht über den verschiedenen Einfluss der Sonnenbestrahlung während verschiedener Tageszeiten an, welches er für »zweifelloso die *einsige* Ursache« hält (a. a. O., S. 194).

I. BOWMAN referiert GILBERT's Äusserungen über den Einfluss der Windrichtung auf die Exposition der Gletscher in der Sierra Nevada, Californien, kann sich aber für das vorliegende Gebiet denselben nicht anschliessen, da er gefunden hat, dass sowohl die stärksten wie die vorherrschenden Winde in rechtem Winkel zu »the line of asymetry« kommen. (Gilt das auch für die Regenzeit, wenn die Schneeanhäufung auf den Bergen stattfindet?). Er schliesst sich der Ansicht an, dass »the distribution of the snow is due to the contrasts between shade and sun temperatures«. (a. a. O., S. 119.)

In seiner 1914 herausgekommenen Arbeit behandelt W. SIEVER's diese Frage wiederum (a. a. O., S. 255—259). Er diskutiert ausser HAU-

¹ SIEVER's, W., Die heutige und die frühere Vergletscherung Südamerikas. Verh. Ges. D. Naturf. u. Ärzte 1911, S. 18.

² SCHLAGINTWEIT, O., Niederschlagsverhältnisse und Vergletscherung der westlichen Kordillerenkette des nördlichen Peru. Pet. Mitt. 1913, I, S. 197. — SCHLAGINTWEIT, O., Niederschlagsverhältnisse und Vergletscherung in der nordperuanischen West-Kordillere. Meteor. Z. 1913, S. 572.

THAL's, JEFFERSON's und SCHLAGINTWEIT's Äusserungen auch eine Theorie von RAIMONDI, worin dieser als Grund für die stärkere Vereisung der Westseite der Cordillera Blanca den Schutz angibt, den die ihr im Westen vorlagernde Cordillera Negra vor den *warmen* Winden der Küste gewähre. (Diese Theorie ist also der genaue Gegensatz zu der von SIEVER's 1911 aufgestellten). SIEVER's kann sich keinem von ihnen anschliessen. Weiter erwähnt er die Möglichkeit, dass die Ostwinde einen stärkeren Schmelzeinfluss auf die Ostseiten der Berge ansüben, sodass »die Höhe der Firngrenze vielleicht im W normal ist, im O aber durch den Ostwind emporgeschoben wird, also anormal liegt«. Ausserdem denkt er sich die Möglichkeit einer Inversion über der kühlen Küstenregion. Eine Untersuchung aller dieser Möglichkeiten behält er sich indessen für eine besondere Abhandlung vor.

In einem Referat über SIEVER's Arbeit hebt I. BOWMAN¹ hervor, dass die Breite des Berggebietes als ein mitwirkender Faktor gedacht werden kann. Er meint indessen, dass »there is need for further analysis« und hebt hervor: »the problem is by no means solved«.

Wie aus dem Obigen hervorgeht, liegen für dieses Gebiet mehrere Äusserungen vor, die das fragliche Problem streifen und die zeigen, dass dieses nicht als gelöst betrachtet werden konnte; sie beweisen auch die grosse Bedeutung der Frage.

Ich habe das Problem zu lösen versucht, dadurch dass ich den Begriff der Schneegrenze in zwei von einander unabhängige Teile zerlegte. Von diesen hängt die Höhenlage der Vergletscherungsgrenze vom Niederschlag und der Temperatur ab — reicht der Berg hoch über diese Grenze, so wird die Vergletscherung überhaupt gross. Die *Verteilung* der Gletscher auf den einzelnen Bergen ist indessen unabhängig von diesen Faktoren, wird aber durch die Winde bestimmt, die in der Jahreszeit der Schneeniederschläge herrschen. Diese Windsysteme waren indessen nicht so wohl bekannt, wie diejenigen der höhern Breitengrade, und Felduntersuchungen wurden in der betreffenden ungünstigen Jahreszeit nicht angestellt, was deutlich zur Folge hatte, dass der von mir vetretene Gesichtspunkt übersehen wurde.

Kommen wir aber in das Westwindgebiet im Süden hinunter mit seinen wohlbekanntem Windverhältnissen, so liegt eine mit meiner Auffassung übereinstimmende Äusserung von KEIDEL vor, der erwähnt, dass der Schnee sich auf den Ostseiten der Berge anhäufe wegen des »fast immer von Westen kommenden Windes«, wobei dieser »später nach den Schneefällen viel weniger fortgetragen wird als an den Stellen, die den Luftströmungen mehr ausgesetzt sind«. (a. a. O., S. 108).

¹ Bull. Am. Geogr. Soc. 47 (1915), S. 455.

Afrika.

In Afrika finden sich drei gletschertragende Gebiete, Kilimandscharo, Kenia und Ruwenzori.

Der Kilimandscharo ($3^{\circ} 4'$ s. Br.) ist, hauptsächlich durch H. MEYER'S Untersuchungen, der am besten gekannte unter ihnen.¹ Die Kibospitze (5900 m.) trägt den weit überwiegenden Teil der Eisbedeckung auf der Westseite, am tiefsten reicht der gegen Westsüdwesten exponierte, grosse Barranco-Gletscher. Nach Norden, Nordosten, Osten und Südosten sind die Gletscher ganz unbedeutend. Auch der Mavensi (5250 m.) reicht über die Vergletscherungsgrenze und trägt auf seiner Südseite einen kleinen Kargletscher², wogegen der Schiravulkan (4600 m.) schneefrei ist.

Als Ursache der Orientierung der Vergletscherung auf dem Kibo hat KLUTE die Antipassatwindrichtung gefunden: »Während unten der Passat weht, weht in einer Höhe von rund 4000 m der Antipassat. Er weht hier in Äquatornähe noch nicht aus NW, sondern aus NE und dreht sich erst weiter im Süden hin nach NW« (a. a. O., S. 500). »Die Verteilung der Gletscher ist klimatisch bedingt. Acht Monate vom Jahre weht hier oben der trockene Antipassat aus NE. Deshalb liegt die Eisgrenze auf der ihm exponierten Seite am höchsten, auf der ihm abgewendeten am tiefsten. Die Bevorzugung sieht man auch im horizontalen Kraterboden, wo die NE-Seite des Eruptionskegels und der Kraterrand vollständig eisfrei sind, trotzdem sie weit über der Schneegrenze liegen. Dazu kommt noch, dass es auf der Südseite durch die Saugwirkung des Antipassates zu aufsteigender Luftströmung und damit zu Wolkenbildung kommt, die teils als Niederschlag, teils als Schutz vor Sonnenstrahlen während der Trockenzeit erhaltend auf die Gletscher wirkt« (a. a. O., S. 502). Wie man sieht, führt KLUTE die Orientierung der Vergletscherung auf die herrschende Windrichtung zurück, obwohl mit anderer Motivierung als der Verf. der vorliegenden Arbeit. Bei einem Vergleich mit analogen Verhältnissen in den übrigen Teilen der Erde dürfte doch hervorgehen, dass nicht die Schmelzwirkung des Windes, sondern seine transportierende Fähigkeit die ungleichförmige Schneeverteilung zu Stande bringt, wie auch dass die übrigen von KLUTE erwähnten Ursachen nur von lokaler Bedeutung sein können. — H. MEYER vertritt dieselbe Ansicht über die Ursache der Gletscherverteilung wie in seiner vorher referierten Arbeit über die Gletscher Ecuadors.

Auf dem Vulkan Kenia ($0^{\circ} 12'$ s. Br. 5300 m.) sind die Verhältnisse analog denjenigen des Kilimandscharo: »The existing glaciers occur mainly

¹ MEYER, H., Der Kilimandjaro. Berlin 1900.

² KLUTE, F., Forschungen am Kilimandjaro im Jahre 1912. Hettners Geogr. Z. 20 (1914), S. 496.

on the western and southwestern slopes of the mountain». ¹ Auch über diesem Berge weht »a persistent high-level north-east current at an altitude of about 20000 feet«, während »below 7000 feet elevation, and on the plains away from the mountain, the south-east trade wind blew strongly by day from the south and east«. ²

Der Ruwenzori (0° 20' n. Br.) ist im Gegensatz zu den oben erwähnten Vulkanen eine Bergkette, aus kristallinen Schiefern aufgebaut. Er reicht an verschiedenen Punkten über die Vergletscherungsgrenze. Aus den Karten und Photographien, die den Reiseschilderungen des HERZOGS DER ABRUZZEN beigegeben sind ³, geht hervor, dass im Gegensatz zu den vorhergenannten Bergen hier die Ost- oder Südostseiten den Hauptteil der Gletscher tragen.

In Afrika finden sich also auch östliche Gletscherorientierungen, wie das der Fall in der Nähe des Äquators in Südamerika ist (obwohl hier einige Breitengrade mehr nach Norden verlegt). Das scheint darauf zu deuten, dass das von mir angenommene schmale Westwindgebiet zwischen den Antipassaten sich um die ganze Erde erstreckt.

Soviel bekannt ist, lagen die grösseren Gletscher der Eiszeit auf den afrikanischen Bergen in der gleichen Richtung orientiert wie die heutigen. Stellt man dies mit den ähnlichen Verhältnissen in Südamerika zusammen, so ergibt sich daraus, dass die heutigen Windsysteme in den tropischen Gegenden auch zur Eiszeit herrschten.

Besonders was den Kilimandscharo betrifft hat KLUTE dies gezeigt, wie er denn in seiner Arbeit auch hervorhebt, »dass diese klimatische Eigentümlichkeit keine Lokalerscheinung ist, die nur dem Kilimandscharo eigen ist; dagegen spricht die Tatsache, dass sowohl der Meru, der nächste Vulkan, und der Kenia in britisch Ost-Afrika ihre grössten Gletscher zur Eiszeit im SW hatten« (a. a. O., S. 505). ⁴ Von besonderem Interesse wäre eine Untersuchung, ob die Ruwenzorikette in Analogie mit den Verhältnissen in Ecuador in der Eiszeit am meisten nach Osten vergletschert war.

Die Nordpolargebiete.

Die Orientierungen, die die Schneefelder und Gletscher im Nordpolargebiet einnehmen, können im allgemeinen recht gut für seine einzelnen Teile festgestellt werden, trotzdem man bei den meisten Schilderern der

¹ GREGORY, J. W., The glacial geology of Mount Kenya. J. Geol. Soc. London. 50 (1894), S. 515.

² The forest region of Mount Kenia. Nature, 79 (1908), S. 109.

³ HERZOG DER ABRUZZEN, Der Ruwenzori. Leipzig 1909.

⁴ KLUTE hebt auch hervor, dass die genannten Verhältnisse die Theorie der Polverschiebungen als Ursache der Eiszeit ausschliessen, indem der Äquator in diesem Fall die Lage geändert hätte und die Passatwinde in anderen Richtungen hätten wehen müssen als jetzt.

hier herrschenden Verhältnisse vergeblich nach Auskunft über diese Sache sucht. Die Ursache dafür ist wohl darin zu suchen, dass die Schneeanhäufung überhaupt so reichlich ist, dass die doch herrschende ausgeprägt ungleichförmige Verteilung des Schnees auf den Lee- und Luvseiten leicht übersehen wird. Weiter sind im Allgemeinen die kleinen Gletschern besonders stiefmütterlich behandelt worden; man kann wohl oft, eine Anzahl derselben auf den Abbildungen und gelegentlich auch auf den Karten sehen, aber selten werden sie in den Beschreibungen anders als im Vorbeigehen genannt. Aus diesem Grunde ist es auch unmöglich anders als ungefähr die Höhe der Vergletscherungsgrenze in den einzelnen Gebieten zu bestimmen, welche Bestimmung doch zu besonders bedeutungsvollen Resultaten führen dürfte.

Spitzbergen ist unzweifelhaft von den arktischen Ländern am besten bekannt. Seit langem wurden eingehende Untersuchungen unternommen über die Naturverhältnisse dieses Landes, von welchen die sehr ausgebreitete Vergletscherung am stärksten in die Augen fällt. Indessen hat man das Hauptinteresse den grossen prachtvoll ausgebildeten Gletschern und ihren Verhältnissen gewidmet, während die kleinsten im allgemeinen übersehen wurden. Doch werden gerade diese, wie bereits erwähnt, am wenigsten von der Topographie beeinflusst und zeigen ihre Abhängigkeit vom Winde am deutlichsten. Nachdem jedoch grosse Teile der Inseln von G. DE GEER, G. ISACHSEN, A. HAMBERG u. A. in grossem Massstab und mit einer Genauigkeit kartographisch aufgenommen wurden, die diese Kartenarbeit auf gleiche Höhe mit denjenigen über alte Kulturländer stellen, können indessen die hier herrschenden Verhältnisse klarer abgelesen werden.

Es zeigt sich, dass eine ausgeprägte Orientierung der Gletscher nach Osten herrscht, bald mit einer Neigung nach Norden, bald nach Süden.

Der Zusammenhang zwischen der Gletscherorientierung und den vorherrschenden schneeführenden Winden ist hier ganz klar: jene sind westlich. So schreibt M. ROBITZSCH: »Wenn man die 1912—13 herrschenden Verhältnisse als normal auffassen kann, dann darf man, wie damals beobachtet, annehmen, dass die meisten und ergiebigsten Schneefälle in Spitzbergen bei einer Windrichtung aus NW auftreten«. ¹

E. v. DRYGALSKI hebt als eines der Resultate seiner Studien auf Spitzbergen hervor, dass die Vereisung durchwegs im Schutz gegen den Wind am grössten sei. Als Beispiel dafür führt er an, dass die Westseiten auf der Dänen- und auf der Amsterdamsinsel weniger vereist seien als die Ostseiten, »weil auf ersteren die herrschenden Westwinde den Ansatz von Schnee erschweren«. ² — Im übrigen habe ich von diesem Gebiet keine Äusserungen in dieser Frage gefunden.

¹ ROBITZSCH, M., Eis in und um Spitzbergen. Pet. Mitt. 1914, II, S. 190.

² v. DRYGALSKI, E., Spitzbergens Landformen und ihre Vereisung. Abh. d. K. Bayer. Ak. d. Wissensch., Math.-phys. Kl., Bd. XXV, Abh. 7, S. 21.

Über die Verhältnisse auf dem **König-Karl-Land** teilt A. G. NATHORST mit, dass sich soweit bekannt heute nur noch ein einziger Gletscher dort finde, nämlich »der auf der Ostseite des Dunérsberges (Schwed. Vorland) beobachtete Kükenthalsgletscher«. ¹

Die **Bären Insel** reicht nicht bis zur Vergletscherungsgrenze. Nach Photographien von dieser Insel zu schliessen, nehmen die perennierenden Schneefelder hauptsächlich eine östliche oder südöstliche Orientierung ein.

Über **Nowaja Semlja** wehen im Winter östliche und vor allem südöstliche Winde, weswegen man eine ausgeprägte Orientierung der Gletscher nach Nordwesten zu erwarten hat.

Die Nordinsel wird von einem Gebirgszug durchschnitten, welcher zum grossen Teil über die Vergletscherungsgrenze reicht. Auf der Nordwestseite derselben bilden sich nach H. HÖFER »mächtige Binnengletscher, die sich bis zur Nordwestküste vorschieben«, aber »an der Ostseite des oben erwähnten Gebirgszuges könnten sich höchstens untergeordnet Lokal-Gletscher entwickeln«. ² — Im übrigen habe ich keine Angaben finden können, die diese Frage beleuchten.

Für das **Franz-Josephs-Land** liegen in den Reisebeschreibungen, soviel ich sehen konnte, keine direkten Angaben vor, die die vorliegende Frage entscheiden. Die meisten Inseln sind aus weit über die Vergletscherungsgrenze reichenden Basaltplateaus aufgebaut, die im allgemeinen ganz mit Eis bedeckt sind. Von diesen liegen Beschreibungen vor, während solche über die niederen, nicht ganz vergletscherten Inseln fehlen.

Indessen sind die Windverhältnisse hier wohlbekannt wegen der bedeutenden Anzahl von Expeditionen, die hier überwinterten. Schon K. WEYPRECHT hob hervor, dass die Winterstürme beinah ausschliesslich von ENE kamen, wie auch, dass Winde aus dieser Richtung die Niederschläge mitführten, und diese Beobachtungen wurden später von seinen Nachfolgern bestätigt. Wohl von keinem andern arktischen Gebiet liegen so mahlende Schilderungen über die schneetreibende Fähigkeit des Windes vor wie hier; ich will nur F. JACKSONS Tagebuchaufzeichnung vom 23. April 1895 zitieren: »Blowing a gale from the E. N. E. with falling snow, and driving it and the already fallen snow before it furiously«. ³ Aus obenstehenden Gründen habe ich die Orientierung als westsüdwestlich auf der Übersichtskarte Tafel I eingezeichnet.

Auf **Island** liegt der Schnee nach Osten oder Nordosten orientiert. So habe ich vorher den kleinen nach Osten orientierten Gletscher auf Askja (S. 24) genannt, und betreffs des Schnees auf diesem Berge schreibt SPETHMANN: »Er schwindet in warmen und klaren Sommern auch von den Spitzen der Berge. Nur in Vertiefungen, die nach Nordosten gerichtet sind, vermag er sich dauernd zu halten« (a. a. O., S. 45). Dieselben

¹ NATHORST, A. G., Kung Karls Lands geologi. Geol. För. Förh. 23 (1901), S. 366.

² HÖFER, H., Über die Gletscher von Nowaja Semlja. Pet. Mitt. 1875, S. 54.

³ JACKSON, F., A thousand days in the Arctic. London und New York 1899, Vol I, S. 257.

Orientierungsrichtungen finden sich auch in den übrigen Teilen dieser Insel wie aus TH. THORODDSEN's Schilderungen hervorgeht.¹ So liegt die Schneelinie auf der östlichen Seite des Drangajökull (auf der nordwestlichen Halbinsel) in 400 m. Höhe ü. M., auf den westlichen 650 m. hoch (a. a. O., S. 160). Von Snæfell, nordöstlich vom Vatnajökull »kommen mehrere kleine Gletscherarme von den obersten Firnhäuben herab, die beiden grössten nach NNE« (a. a. O., S. 204). Vom östlichsten Island liegt folgende Angabe vor: »Auf Fjardarheidi am Seydisfjörður fanden sich im Juli 1894 grössere ständige Schneehaufen auf der Westseite in einer Höhe von 580—600 m. und darüber, aber auf der Ostseite gingen sie bis auf 400 m. Höhe hinunter, einzelne kleine Schneeflecke waren sogar hier in einer Höhe von nur 290 m. vorhanden« (a. a. O., S. 206).

Auf Jan Mayen reicht der 2545 m. hohe Vulkan Beerenberg sehr hoch über die Vergletscherungsgrenze und trägt deswegen grosse Gletscher auf all seinen Seiten. Am ausgebreitetsten ist, wie aus Fig. 23 hervorgeht, die Vergletscherung auf der Südsüdwestseite des Vulkans.

Auf der Ostküste Grönlands liegen die Schneefelder nach Süden oder Südosten orientiert.

Durch die Arbeiten der Danmark-Expedition sind die Verhältnisse auf Germania-Land (77° n. Br.) wohl bekannt. Dort kommen bis zur Meeresfläche zahlreiche vom Wind orientierte perennierende Schnee- und Eisfelder vor, oder wie I. P. KOCH und A. WEGENER sie benennen »Schneewehengletscher«.² »Diese Eismassen füllen im allgemeinen die schwachen Talsenkungen aus, die sich in dem stark moutonnierten Gelände von Germania-Land befinden. Doch nicht alle Senken sind in dieser Weise ausgefüllt, sondern nur diejenigen, welche bei dem vorherrschenden Nordwestwind zu Anhäufungen von Treibschnee Veranlassung geben«.³

N. HARTZ schildert die Verhältnisse auf Kap Dalton bei Scoresby-Sund (70¹/₂° n. Br.) auf folgende Weise: »Das Land war öde und vegetationsarm; das Schmelzwasser von den grossen Schneefeldern, die vom Nordwind zusammengeweht in Lee der Südabhänge abgelagert waren, machte den Boden nass und kalt«.⁴

Vom 66.—67. Grad n. Br. liegen folgende Angaben von C. KRUISE über diese Frage vor: »Ein Umstand, der das für Pflanzen bewohnbare Land stark einschränkt, sind die herrschenden Winde, die von NE und NW den Schnee auf den Südseiten zusammenwehen und perennierende

¹ THORODDSEN, TH., Island. Pet. Mitt. Erg.-h. 152—153 (1906).

² Es scheint unrichtig auf diese Bildungen die Benennung »Gletscher« anzuwenden. Aus Beschreibung und Abbildungen geht deutlich hervor, dass ihnen die charakteristische Eigenbewegung der Gletscher abgeht; besonders die Bildung der ausführlich geschilderten Eishöhlen beweist das. Sie verhalten sich auch nach Ausbildung und Verteilung ganz analog den gewöhnlichen perennierenden Schneefeldern.

³ KOCH, I. P. und WEGENER, A., Die Glaciologischen Beobachtungen der Danmark-Expedition. Medd. om Grønland XLVI (1912), S. 56—7.

⁴ HARTZ, N., Den østgrønlandske Expedition 1900. Geogr. Tidskr. Kjøbenhavn. 16 (1901), S. 134.

Schneefelder auf den Stellen ablagern, die in Lee liegen. Auf der Windseite der Berge wird freilich auch Schnee abgelagert, aber hier kann er nicht liegen bleiben; mehrere Mal im Lauf des Winters wird er von den Nordoststürmen aufgebrochen». ¹

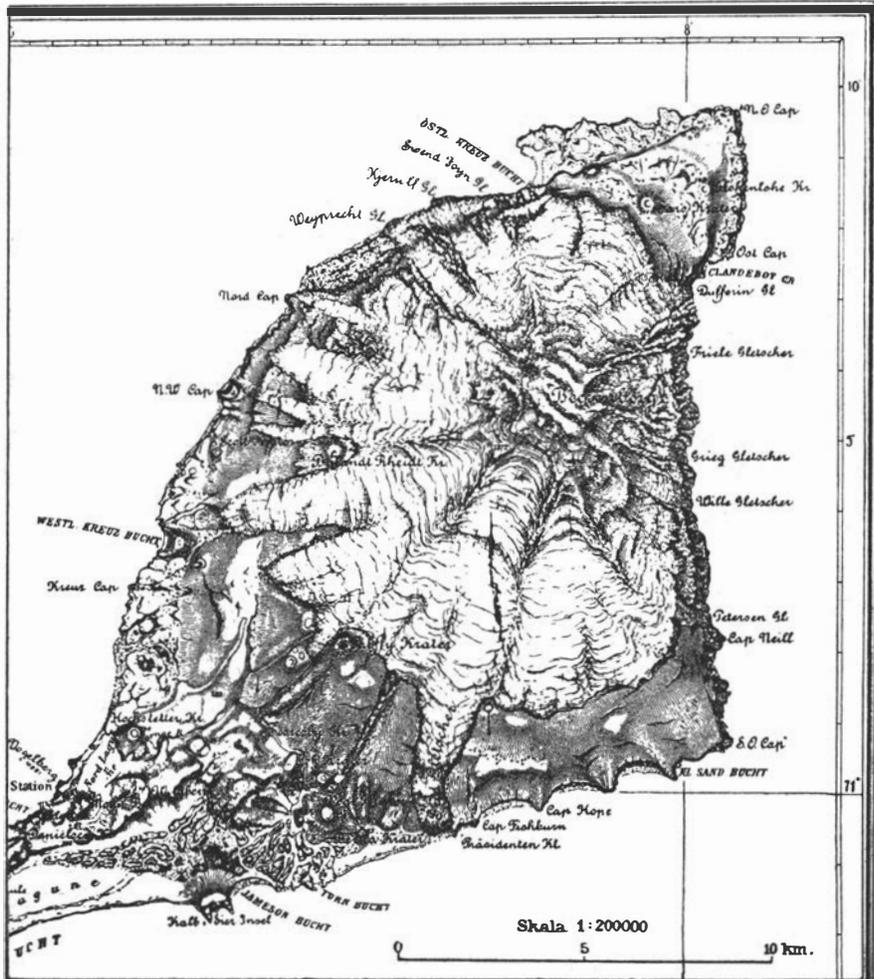


Fig. 23. Beerenberg auf Jan Mayen (nach Bóbrík von Boldva).

Während Angaben über die Orientierung der zahlreichen kleinen Gletscher auf der Ostküste Grönlands zu fehlen scheinen, liegen doch mehrere solche von der Westküste vor. Hier sind die Verhältnisse gerade entgegengesetzt denjenigen auf der Ostküste: die lokalen Gletscher liegen nach Norden oder Nordosten orientiert.

¹ KRUSE, C., Naturforholdene paa Østgrønlands Kyst mellem 66° og 67° 22' n. br. Geogr. Tidskr. Kjøbenhavn. 15 (1900), S. 66.

Vom südwestlichen Grönland liegt eine Untersuchung begleitet von einer Karte über den Berg Ilmansk (61° n. Br.) vor, ausgeführt von N. V. USSING.¹ Von seinen Gletschern sind die vier grössten auf der Nordwestseite vom Höhenkamm und dem höchsten Gipfel (1450 m.) des Berges ausgebildet, während ein fünfter und kleinster nach Südosten liegt. Auf der Südseite finden sich mehrere Nischen, die beinahe schneefrei sind.

Auch E. v. DRYGALSKI hebt diese Orientierung an mehreren Stellen in seiner grossen Arbeit über die Gletscher der Westküste hervor. So sagt er z. B. über die Vergletscherung in einem Gebiet auf der Halbinsel Nugsuak ($70\frac{1}{2}^{\circ}$ n. Br.): »Das Hochlandeis ist besonders auf seiner Nordseite entwickelt. — — — An der Südseite des Massivs habe ich nur einen Gletscher von mittlerer Grösse gesehen».²

Von nördlicheren Teilen der Westküste Grönlands teilt T. C. CHAMBERLIN über die Verhältnisse auf Herbert Island (ausserhalb Inglefield Gulf; 77° n. Br.) mit: »On the south side — — of Herbert Island glaciers appear to be altogether absent. The valleys leading down from the summit to the waters edge are free from snow in midsummer, and scattered vegetation makes them the haunt of the reindeer. On the north side, however, there are several diminutive glaciers — —».³

Diese Orientierung nach Norden und vor allem nach Nordwesten kann auch deutlich auf den Karten grösseren Massstabes abgelesen werden, die über Teile dieses Landes publiziert sind.

Über die Ursache der Schneevertelung hier sagt CHAMBERLIN: »The accumulation of snow is perhaps more due to the lodgement of the wind drift in the amphiteaters than to direct precipitation» (a. a. O. S. 207). Auch R. D. SALISBURY hat ähnliche Äusserungen über die Ursache der Verteilung der Schneefelder: »They were in all cases apparently due to excessive local accumulation by the wind». »Even where the summits of islands were wholly free from snow, several places were seen where their lower slopes had perennial ice-caps reaching down to water, and even appearing to be thickest at that level. This appeared to be the result primarily of the excessive local accumulation of the snow, under the influence of wind. Lodging against lee slopes, it had reached such thickness as to defy the sun. In several places, some of them on islands and some of them on the mainland, the accumulation had gone so far as to give rise to glaciers».⁴

Das grosse Inlandeis auf Grönland erbietet natürlich das allergrösste Interesse, vor allem, weil es sich nach seiner Grössenordnung an die Inlandeise zur Eiszeit anschliesst.

¹ USSING, N. V., Beretning om den geologiske Expedition till Julianehaab Distrikt 1909. Medd. om Grönland XXXVIII (1912).

² v. DRYGALSKI, E., Grönlandexpedition der Ges. f. Erdk. zu Berlin 1891—1893. Berlin 1897. Bd I, S. 118.

³ CHAMBERLIN, T. C., Glacial studies in Greenland IV. J. of Geol. III (1895), S. 208—9.

⁴ SALISBURY, R. D., The Greenland Expedition of 1895. J. of Geol. III (1895), S. 883 und 886.

E. v. DRYGALSKI hat eine Vergleichung zwischen diesen Bildungen durchzuführen versucht und glaubt eine gute Übereinstimmung zu finden. In Grönland »liegt das Inlandeis in seinem Ursprungsgebiet, wo das Nährmaterial überwiegt« über einem Berggebiet, das etwas innerhalb der Ostküste gelegen ist; an der Westküste dagegen »liegt es in einem Gebirge, welches mit seiner Entstehung nichts zu thun hat, und welches ihm kein neues Nährmaterial zuführt. Hier kann deshalb die Abschmelzung an den Felsen die Zufuhr von Masse übertreffen« (a. a. O., S. 509). Als Beweis für diese Auffassung führt er an, dass NANSEN gefunden habe, die Höhenachsel des Landeises, also die Eisscheide, näher der Ost- als der Westküste liege, und weiter, dass beim Landeis »in dem Verhalten zu den Küstenfelsen, zu den Nunataks und zu dem Kroykonit zwischen Osten und Westen der gleiche Unterschied besteht, wie zwischen dem Firngebiet und der Zunge eines Gletschers« (a. a. O., S. 510).

Indessen geht aus den Verhältnissen an der Westküste deutlich hervor, dass die Vergletscherungsgrenze (deren Höhenlage hier mittels der lokalen Gletscher bestimmt werden kann) das Inlandeis sehr nahe an eben dieser Küste schneidet, weshalb auch der Westabhang als Nährgebiet derselben betrachtet werden muss. Die bei den Durchkreuzungen des Inlandeises gemachten Beobachtungen bieten ebenfalls keinen Grund für die Annahme, dass ein ausgeprägtes Ostwindssystem Grönland kreuzen sollte.

Zum Unterschied von den auf niederen Breitengraden gelegenen grossen Eiszeitalandeisen wird Grönlands Inlandeis auf allen Seiten von relativ warmen Meeresgebieten umgeben, weswegen ein recht gut abgegrenztes Gebiet höheren Luftdruckes, umgeben von einem Gebiet niederen Luftdruckes über demselben ausgebildet wird. Die dadurch entstandenen antizyklonalen Windsysteme haben die lokalen Gletscher an den Ost- und Westküsten orientiert.

Die Zufuhr der Schneemassen, die erforderlich ist, um dieses Inlandeis zu nähren, dürfte vermittels der gegen das Zentrum der Antizyklone gerichteten Winde stattfinden, die in etwas grösserer Höhe herrschen und welche die Luftausströmung kompensieren, die in niederen Niveaus stattfindet.¹ Möglicherweise wird es sich zeigen, dass die höheren Teile des Inlandeises in der Tat bis zu diesen einwärts gerichteten Winden reicht, wie W. MEINARDUS² für den hohen antarktischen Kontinent annimmt, welcher in dieser Frage sich ganz analog verhält wie Grönland.³

Für den **nordamerikanischen arktischen Archipelag** habe ich keine präzisierten Angaben finden können. Wegen der dort das ganze Jahr herrschenden nordwestlichen Winde ist es indessen unzweifelhaft, dass die

¹ Siehe W. H. HOBBS, Characteristics of existing glaciers. New York 1911, Chapter IX.

² MEINARDUS, W., Aufgaben und Probleme der meteorologischen Forschung in der Antarktis. Hettners Geogr. Z. 20 (1914), S. 18.

³ Auch die Gletscher der hohen Gebirgszüge in Asien, die ich doch nicht eingehender behandeln konnte, scheinen von solchen gegen das hohe Luftdruckgebiet gerichteten obern Winden orientiert zu sein.

Orientierung südöstlich ist. V. PASCHINGER sagt auch in seiner zusammenfassenden Arbeit: »Wenn irgendwo, so bestimmen hier besonders die heftigen Winde aus dem nördlichen Quadranten die Verteilung des Schnees, sodass Rücken, die gewiss über der klimatischen Schneegrenze liegen, häufig schneefrei sind. Dagegen ist an vielen Stellen, welche windgeschützte Lagen betreffen, von 20—30 m. dicken Schneewehen die Rede».¹

Aus dem Vorhergehenden geht hervor, dass die Gletscher ganz nahe liegender Gegenden im nördlichen Polargebiet nicht dieselben auf die

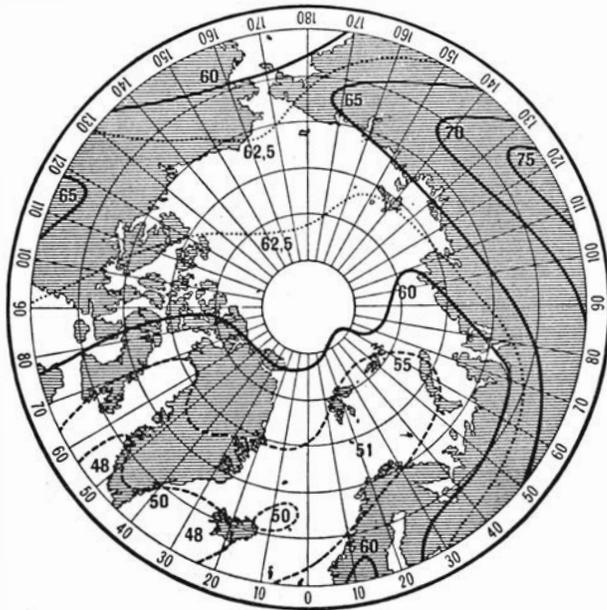


Fig. 24. Isobaren des Januar um den Nordpol (nach MOHN).

Breitengradlage zurückführbaren regelmässigen Orientierungen einnehmen, wie die früher behandelten. Die Orientierung ist hier, wie sich zeigt, vollständig von der Lage im Verhältnis zu den ausgeprägten Luftdruckminima und Maxima bestimmt (Fig. 24). Besonders schön tritt dies auf den Gebieten hervor, die rings um das ausgeprägte Minimum über dem Barents-See liegen. Deutlich bestimmt auch dieses Minimum und sein südlicher Ausläufer die Orientierung der Gletscher auf der skandinavischen Halbinsel.

¹ PASCHINGER, V., Die Schneegrenze. Pet. Mitt. Erg. h. 173 (1912), S. 56.

Bemerkungen über die meteorologischen Verhältnisse der Eiszeit.

Folgende Schlusssätze können über die Luftdruckverteilung, die während des Höhepunktes der Eiszeit herrschte, gezogen werden (vgl. Tafel II).

Über den grossen Inlandeisen der nördlichen Halbkugel herrschte ausgeprägt hoher Luftdruck, verursacht durch die abkühlende Einwirkung derselben auf die darüber liegende Luftschicht. Das heute über dem nördlichen atlantischen Meer ausgebildete niedere Luftdruckgebiet, das Islandminimum, existierte deshalb damals nicht. Ein ausgeprägt niederes Luftdruckgebiet war statt dessen über den südlicheren Teilen des nordatlantischen Meeres gebildet, über einem Gebiet, in dem jetzt das Azorenmaximum herrscht. Seine Nordgrenze lag ungefähr an der Südgrenze des jetzigen Islandminimums. Dieses Minimum scheint sich nach Westen über Teile von Nordamerika erstreckt zu haben.

Das jetzige Azorenmaximum war — vermutlich in schwächerer Form — nach Süden, über den Wendekreis hin gedrängt.

Das Minimum, das heute während des Winters über dem nördlichsten Teil des Stillen Ozeans lagert, war bedeutend kräftiger ausgebildet. Es erstreckte sich im Gegensatz zum heutigen über die südlich vom nordamerikanischen Inlandeis gelegenen Teile der *western mountains*, wo es auf das eben genannte atlantische Minimum trifft. Auch südlich von diesem Minimum dürfte ein Luftdruckmaximum gelagert haben.

Da selbstverständlich das ganze Jahr hindurch hoher Luftdruck über den Inlandeisen herrschte, müssen auch die zwei eben genannten Minima, die das Maximumgebiet im Norden kompensierten, das ganze Jahr ausgebildet gewesen sein. Weil das Maximum im Norden besonders kräftig ausgebildet gewesen sein dürfte, müssen auch diese Minima ausserordentlich ausgeprägt gewesen sein,¹ besonders dürfte dies während des Winters der

¹ »Da der mittlere Luftdruck auf der Erdoberfläche als konstant betrachtet werden muss, so ist es klar, dass Abweichungen an dem einem Orte durch solche in entgegengesetztem Sinne an einem anderen Orte wieder kompensiert werden müssen« (J. v. HANN, Lehrbuch der Meteorologie³, Leipzig 1915, S. 642).

Fall gewesen sein, in Analogie mit den Verhältnissen der heutigen entsprechenden, nördlicher gelegenen Minima. Aus diesem Grund dürften diese zwei Eiszeitminima auch zur Winterszeit im Stande gewesen sein, gemeinsam den relativ hohen Luftdruck zu verdrängen, der sich normalerweise über den südlich der Inlandeise gelegenen Teilen der Vereinigten Staaten hätte ausbilden sollen. Weiter dürften wegen der starken Gradienten, die zwischen diesen Eiszeitmaxima und Minima herrschten die Windverhältnisse in den Grenzgebieten zwischen ihnen von ausgeprägt stürmischem Charakter gewesen sein, was kräftig auf die Ausbildung des Schneetreibphänomens eingewirkt haben muss.

Für die übrigen Teile der Erde haben wir keinen Grund, eine nennenswerte Veränderung der jetzigen Luftdruckverteilung anzunehmen, da irgendwelche geographischen Veränderungen von der durchgreifenden Bedeutung, wie der Ausbildung der gewaltigen Inlandeise in Nordamerika und Europa oder wie der Absperrung des nördlichen Eismeres vom Einfluss des Golfstromes, nicht stattgefunden zu haben scheinen.¹ Die

¹ Von der kleinen Beeren Insel südlich von Spitzbergen liegt doch eine bedeutungsvolle Abweichung vor. Auf der Westseite des jetzigen Minimums über dem Barents-See gelegen, liegen, wie in dieser Arbeit früher hervorgehoben wurde, die perennierenden Schneefelder auf seinen Bergen (die sich auf den Südostseiten der Insel befinden) von westlichen Winden nach Osten und Südosten orientiert. Durch Untersuchung der Schrammen und Blocktransportrichtungen haben indessen A. G. NATHORST und J. G. ANDERSSON (siehe J. G. ANDERSSON, *Den svenska expeditionen till Beeren Eiland sommaren 1899*, Ymer 20, 1900, S. 438) nachgewiesen, dass die Eiszeitvergletscherung dieser Insel nicht von diesen Bergen ausging, sondern von einem Zentrum ausstrahlte, das über dem südlichen Teil des nordwestlich von den Bergen gelegenen Tieflandes lag. Dies zeigt, dass südöstliche Winde während der Eiszeit über dieser Insel ein »Inlandeis« ausgebildet hatten mit einer auf normale Weise auf der Leeseite der Berge ausgebildeten Eisscheide. Daraus kann man den Schlusssatz ziehen, dass das Minimum über dem Barents See, das heute die umliegenden Gebiete beherrscht, während der Eiszeit nicht ausgebildet war, während dagegen ein Minimum — möglicherweise nicht so stark ausgeprägt — über dem Nordmeer westlich der Beeren Insel lagerte. Gegenüber diesem Minimum nahm diese Insel damals dieselbe Lage ein, wie Nowaja Semlja heute zum Minimum über dem Barents-See, und die Eiszeitvergletscherung der Beeren Insel nahm deshalb dieselbe nordwestliche Orientierung ein, wie die heutige von Nowaja Semlja. Auch die Eiszeitvergletscherung Spitzbergens muss deshalb gerade entgegengesetzt der heutigen orientiert gewesen sein.

Diese Beobachtung scheint mir die Annahme zu stützen, die ich in einer kleinen Arbeit vertreten habe (F. ENQUIST, *Eine Theorie für die Ursache der Eiszeit und die geogr. Konsequenzen derselben*, Bull. Geol. Inst. Upsala, XII (1915), S. 35—44), nämlich dass die Weltmeere während der Eiszeit eine tiefere Lage im Verhältnis zu den Landmassen einnahmen, als heute. Der ganz seichte Barents-See würde dann nämlich nicht existiert haben, weshalb sich damals auch kein Winterminimum über demselben ausbilden konnte. — Obwohl ich in der vorliegenden Abhandlung keine Anleitung habe, auf die Frage nach der Ursache der Eiszeit einzugehen, will ich hier doch die Gelegenheit benützen, die in der obenerwähnten Arbeit aufgestellte Theorie dahin zu modifizieren, dass nicht nur Teile des Meeresgrundes durch ihre Senkung diesen niederen Stand der Weltmeere verursachten, sondern dass auch die Landmassen (nebst Teilen des jetzigen Meeresgrundes) durch eine diese Senkung kompensierende Hebung an der Ausbildung des Phänomenes teilnahmen. Da ich weiter gefunden zu haben glaube, dass eine Veränderung von 500 m im Stand der Meeresfläche die Eiszeit verursachte, so hätte sich also im günstigsten Falle ein Teil

Eiszeitgletscher zeigen auch, so weit bekannt ist, dort dieselben Windrichtungen, die heute herrschen.¹

Von besonderer Bedeutung ist die Feststellung, dass die Antipassatwinde während der Eiszeit über demselben Gebiet und in denselben Richtungen wehten wie heute. Dies beweist, dass eine Polverschiebung seit der Eiszeit nicht stattgefunden hat, wie gewisse Verfasser angenommen haben. Auch die Ausbildung von Zonen mit westlichen Winden am Äquator zur Eiszeit über demselben ganz schmalen Gebiet wie heute, zeigt, dass durchaus keine Verschiebung zwischen den Windsystemen auf der nördlichen und südlichen Halbkugel stattgefunden hat, ein Verhältnis, das denkbar wäre auf Grund der durch Abkühlung verursachten Anhäufung von Landeisen auf der nördlichen Halbkugel oder auf Grund der starken südlichen Verschiebungen der nordatlantischen und nordpazifischen Zyklon- und Antizyklongebiete.

Über den nördlichen und mittlersten Teilen des euroasiatischen Kontinentes herrschte während der Winter der Eiszeit hoher Luftdruck wie heute. Ein östliches Windsystem gleich dem in Nordamerika existierte deshalb südlich der nordeuropäischen Inlandeise während dieser Jahreszeit nicht, sondern dort herrschten Westwinde wie heute.

Während der Sommer der Eiszeit dagegen, wenn der Winterschnee von den niederen Landgebieten geschmolzen war und die Sonne die ausserhalb des Landeises gelegenen Teile dieses Kontinentes aufgewärmt hatte, bildete sich dort niederer Luftdruck aus. Infolge des Gegensatzes zu dem hohen Luftdruck über dem Inlandeis im Norden herrschten deshalb *während dieser Jahreszeit* östliche oder nordöstliche Winde über einem breiten Gürtel südlich dieses Inlandeises. Wie mehrere Forscher hervorgehoben haben, bildeten diese Winde weitgestreckte Steppengebiete aus. Entsprechende Winde mit entsprechenden Wirkungen waren während der Sommer zur Eiszeit auch in einem Gebiet südlich der nordamerikanischen

der Erdoberfläche um 250 m senken müssen, während der Rest sich um denselben relativ unbedeutenden Betrag hob; andere Kombinationen sind selbstverständlich auch denkbar. Der Gedanke liegt nahe, dass die seltsamen Tiefritten, die auf dem Meeresboden grosse Partien des Stillen Ozeans umgeben, die Grenzen der während der Eiszeit gesenkten Teile des Meeresgrundes bilden, und dass diese gerade durch die Hebung des letzteren entstanden sind.

¹ Von dem südlichen Westwindgebiet liegen, ausser den von mir früher erwähnten Beobachtungen von Südamerika auch solche aus Australien vor. So hat T. W. E. DAVID gefunden, dass der weit überwiegende Teil der Vergletscherung auf dem Mount Kosciusko auf der Südostseite seines Bergkammes lag, was er hauptsächlich dadurch erklärt, dass die starken westnordwestlichen Winde den Hauptteil des Schnees über den Kamm auf die Leeseite trugen (T. W. E. DAVID, Geological notes on Kosciusko with special reference to evidences of glacial action, Proc. Linn. Soc. N. S. W. XXXIII (1908), S. 665; s. auch W. HOWCHIN, Australian glaciations, J. of Geol. XX (1912), S. 193). — Die Übereinstimmung mit den jetzigen Verhältnissen hebt R. VON LENDENFELD hervor; er fand nämlich alle jene mehr oder minder dauernden Schneestreifen, welche nichts anderes als Schneewehenreste sind, stets nur an der Ostseite (R. VON LENDENFELD, Die einstige Vergletscherung der Australischen Alpen, Pet. Mitt. 1904, S. 239).

Inlandeise vorhanden. Die Ausbreitung der Lössablagerungen nach Süden in den beiden Kontinenten dürfte, wie PENCK¹ hervorgehoben hat, die Südgrenze dieser trockenen Winde und zugleich die Nordgrenze des im folgenden behandelten Gebietes mit ausgeprägt feuchten Westwinden während der Sommermonate angeben. Es muss hervorgehoben werden, dass diese über Mitteleuropa streichenden östlichen Sommerwinde nicht auf die Orientierungen der Gletscher einwirkten.

Abgesehen von dem in dieser Abhandlung hervorgehobenen Einfluss, den die beiden Minima über dem Atlantischen und Stillen Ozean auf die Verteilung der Gletscher hatten, führten sie ausserordentlich weitgehende Folgen für das Klima der Gebiete mit sich, die von ihnen beherrscht wurden. Heute (wie beim Beginn der Eiszeit, s. Tafel II, 1) herrscht vollständig oder teilweise hoher Luftdruck, wo diese Minima ausgebildet waren. Das Klima, das diese jetzigen Maxima in den Gebieten, über die sich ihr Einfluss erstreckt,² verursachen, zeichnet sich durch geringe Niederschläge aus. Diese sind auf Regenperioden von sog. subtropischem Typus verteilt; diese Gebiete haben Winterregen, während die Sommer regenarm oder beinahe regenlos sind. Steppen, Halbwüsten und Wüsten nehmen deshalb grosse Teile dieser Gebiete ein, und die Vegetation, die diesem Klima sich anpasste, trägt einen eigenartigen Charakter, da deren Lebens-tätigkeit während der wärmsten Jahreszeit wegen Wassermangels auf ein Minimum herabgesetzt sein muss.

Während der Hauptperiode der Eiszeit dagegen standen diese Gebiete unter dem Einfluss der im Westen über den Ozeanen liegenden niedrigen Luftdruckgebiete, welche besonders reichliche und über das ganze Jahr verteilte Niederschläge verursachten. Spuren der damals gefüllten Wasserläufe finden sich in den heutigen Wüstengebieten in Form von typischen Erosions- und Akkumulationsbildungen, und grosse Seen waren in Gebieten ausgebildet, wo sie nun vollständig fehlen, oder wo sich nur unbedeutende Salzseen finden.

Die Ausbildung dieser Minima war also die Ursache, dass die Eiszeit für gewisse Gegenden der Erde eine Pluvialzeit wurde. Das Pluvialphänomen ist deshalb — wie diese Minima — als eine erst *sekundäre* Folge des für die ganze Erde generellen Phänomenes zu rechnen, das die Vergletscherung verursachte. Es muss deshalb ebensoviel Pluvialperioden gegeben haben wie Eiszeiten. Es ist auch bekannt, dass die pleistocenen

¹ PENCK, A., Die Entwicklung Europas seit der Tertiärzeit. Résultats scientifiques du Congrès international de Botanique, Wien 1905, S. 19.

² Diese Landgebiete bilden in der alten Welt die sog. »Mittelmeerländer im weiteren Sinne«, welche Nordafrika nördlich vom Wendekreis mit den westlich vorgelagerten Inseln, die Iberische Halbinsel mit den Azoren, das südöstliche Frankreich, Italien bis an den Fuss der Alpen, die Balkanhalbinsel etwa südlich von 45° n. Br., Kleinasien, Syrien, Mesopotamien, Arabien nördlich vom Wendekreis, Persien und dessen Grenzgebiete im Norden und Osten umfassen. In den Vereinigten Staaten sind es die Staaten westlich der Rocky Mountains mit Ausnahme einer Küstenzone nördlich des 41. Breitengrades.

Seen in *the Great Basin* in den U. S. A. mehrmals ausgetrocknet und wieder gebildet waren, wie man sie auch in direkten Zusammenhang mit den Eiszeitgletschern auf den umliegenden Bergen setzen kann. In den übrigen Teilen der Erde hat man keine Spuren solcher pluvialer Perioden zu erwarten. Doch dürften die Wasserläufe und Seen, die vom Schmelzwasser der Eiszeitgletscher genährt wurden, zur Eiszeit — jedenfalls zur Sommerszeit — beträchtlich wasserreicher gewesen sein, weil nämlich viel ansehnlichere Schneemassen über dem Hochgebirge abgelagert waren. Dass dies wirklich der Fall war, wurde an verschiedenen Orten nachgewiesen.

Die Flora war selbstverständlich in den von den obengenannten Eiszeitminima beherrschten Gebieten den veränderten Verhältnissen angepasst. Die mediterranen Typen waren nach Süden verdrängt (s. unten) und die Gebiete wurden von Pflanzen eingenommen, die den reichlichen Sommerniederschlägen angepasst waren. Der von G. ANDERSSON erwähnte Fund von fossilem *Rhododendron ponticum* aus Skyros in Griechenland¹ ist in diesem Zusammenhang von Bedeutung, da er deutlich zeigt, nicht nur, dass die Niederschläge in diesem typischen Mittelmeergebiet viel reichlicher waren, sondern auch dass ausgeprägte Sommerniederschläge stattfanden.

Die Flora des mediterranen Typus war, wie oben erwähnt, nach Süden gedrängt, in Gebiete, deren Klima durch die damals nach den Wendekreisen zu herrschenden Maxima — den Entsprechungen der heute nördlicher gelegenen — beeinflusst war. Über dieses Gebiet erstreckten sich also die Wirkungen des atlantischen Minimums nicht, weshalb auch die Pluvialphänomene hier ausgeblieben sein dürften. M. BLANKENHORN sagt denn auch von diesen Pluvialphänomenen: »sie beziehen sich in Ägypten nur auf die Zone etwa bis zum Breitengrade von Edfu oder 25° nördlicher Breite. Weiter südlich treten auch die Spuren der Pluvialzeit und der letzten feuchten Periode an den Seitentälern des Nils ganz zurück, und hier scheint das heutige Wüstenklima tatsächlich bis in die Tertiärzeit zurückzureichen. Nur der Nordsaum des afrikanischen Wüstengürtels unterlag also während des Diluviums einem klimatischen Wechsel».² In dieses Gebiet fällt der von F. W. HUME genannte Fund von fossilem *Quercus Ilex* — einer typischen Mittelmeerpflanze — von der Oase Kharga in der lybischen Wüste (25° n. B.).³ Auch in Mexiko ist aus analogen Gründen ein Fehlen pluvialer Phänomene anzunehmen.

Wegen der Niederschlagssteigerung, die die Ausbildung der obengenannten Eiszeitminima für die Gebiete, über welche ihr Einfluss sich erstreckte, mit sich führte, haben sie ausserordentlich stark auf das Auftreten der Eiszeitgletscher in einer Hinsicht eingewirkt, die ich vorher in dieser Arbeit nicht berührt habe. Sie haben nämlich in sehr bedeutendem

¹ Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit, Stockholm 1910, S. 145.

² Oben angef. Arbeit, S. 428.

³ Oben angef. Arbeit, S. 423.

Grade die Senkung der Vergletscherungsgrenze in den vorliegenden Gebieten herbeigeführt, *über* die Senkung derselben hinaus, die die generell wirkende Ursache der Eiszeit — welche diese nun gewesen sein mag — ausübte.

Als die Vergletscherungsgrenze bei dem Einbruch der Eiszeit über die Erde zu sinken begann, dürfte die Senkung anfangs gleichförmig gewirkt haben und der Betrag der Senkung über alle Teile der Erde gleich gross gewesen sein. Diese gleichförmige Senkung konnte jedoch nur so lange dauern, als die geographischen Veränderungen, die dabei vor sich gingen, zu unbedeutend waren, um grössere Verschiebungen in dem herrschenden atmosphärischen Zustand herbeizuführen. Nachdem aber die grossen Inlandeise ihre volle Ausbildung erreicht und die obenerwähnten niederen Luftdruckgebiete südlich derselben sich auf Kosten der früheren Maxima ausgebildet hatten, so traf in den Gebieten, die von diesen Minima beherrscht wurden, eine weitere Herabsetzung dieser Grenze ein. Aus diesem Grunde entstand eine ungleichförmige Vergletscherungsgrenzendepression über der Erde.

Der Senkungsbetrag, der von der Ursache der Eiszeit bedingt wurde, kann deshalb nur auf den von diesen Minima nicht berührten Gegenden der Erde abgelesen werden und da am besten in den tropischen Gegenden. Der Depressionsbetrag ist dort, wie man fand, in runder Zahl 500 m, welcher Wert aus Schneegrenzenbestimmungen gewonnen ist.¹ Der Unterschied zwischen diesem Betrag und demjenigen, der aus den von den obengenannten Minima beeinflussten Gebieten gewonnen wurde, zeigt die Einwirkung, die diese — hauptsächlich durch vermehrte Niederschläge — ausgeübt haben.

Wegen der Unsicherheit in der Bestimmung der Schneegrenzen der Eiszeit sind die Depressionsbestimmungen in diesen Gebieten wohl oft recht unsicher, aber wenn, wie in den Alpen, eine Reihe wohl übereinstimmender Werte gewonnen wurde, dürften sie einen ziemlich richtigen Ausdruck der herrschenden Verhältnisse geben.

Folgende Tabelle ist in der Hauptsache nach F. MACHATSCHKE's zusammenfassender Arbeit über die Schneegrenzdepression in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel zusammengestellt.² Sie zeigt ganz deutlich den grossen Einfluss des atlantischen Minimums auf die Gletscher der Mittelmeerländer und wie diese immer mehr aufhört, je weiter nach Osten die Gletscher gelegen waren.

¹ BRÜCKNER, E., Über die Klimaschwankungen der Quartärzeit und ihre Ursachen, *Compte rendu du XI^{me} Congrès Geol. Internat.*, Stockholm 1912, S. 383. S. auch die angeführten Arbeiten von H. MEYER, W. SIEVERS und R. HAUTHAL. — Auch in den Polargebieten ist die Depression relativ unbedeutend gewesen (s. BRÜCKNER's oben zitierte Arbeit), was in voller Übereinstimmung mit den Resultaten über die Luftdruckverteilung ist, die ich in dieser Arbeit gewonnen habe.

² MACHATSCHKE, F., Die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze. *Z. f. Gletscherk.* VIII (1913), S. 104—128.

Depression der Schneegrenze.

Pyrenäen	+ 1000 m
Alpen	1200
Abruzzen	+ 1100
Dinarische Alpen	+ 1000
Rila-Gebirge	900—1000
Tien-Schan ¹	600

Um eine Schätzung des Depressionsbetrages in den U. S. A. zu gewinnen, habe ich die Bighorn Mountains in Wyoming gewählt (s. Tafel IV), welcher Berg sich für diesen Zweck besonders eignet. Er trägt heute einige ganz kleine Gletscher unter seinen zwei höchsten Spitzen (4020 und 3974 m). Die Höhe der Vergletscherungsgrenze beträgt ungefähr 3950 m. Während der Eiszeit war der Berg stark vergletschert und trug zahlreiche grosse, obwohl gut lokalisierte Gletscher. Man kann aus der Karte² von CHAMBERLIN, BLACKWELDER und BASTIN leicht bestimmen, auf welchen Bergpartien der Schnee ausgefällt wurde, der diese Eiszeitgletscher nährte, und ihre Höhen finden. Weiter kann man eine Anzahl Höhen auf Bergpartien bestimmen, die nicht in Berührung mit diesen Eiszeitgletschern standen. Mittels dieser Bestimmungen kann die Höhenlage der Vergletscherungsgrenze während der Eiszeit festgestellt werden. Diese Grenze sinkt von 3450 m im Süden auf 3100 m im Norden, und nahm unter der Bergpartie, auf der die heutigen Vergletscherungsgrenze bestimmt wurde, eine Höhe von 3325 m ein. Daraus ergibt sich eine Vergletscherungsgrenzendepression von 625 m.

Tafel IV zeigt die Konstruktion, mittels welcher dieses Resultat gewonnen wurde. Auf dem Plan links wurden die Höhenzahlen der genannten drei Kategorien von Bergspitzen getrennt; diese wurden auf ein durch die Längsrichtung des Berges gelegtes Profil projiziert (rechts von Tafel IV), wonach die beiden Vergletscherungsgrenzen, die jetzige und diejenige der Eiszeit mit Leichtigkeit auf diesem eingetragen werden können. Um eine Überfüllung des Kartenbildes zu vermeiden sind die Projektionslinien nur für die beiden Gipfel ausgezogen, die heute über die Vergletscherungsgrenze reichen, wie über die, die zur Eiszeit unter dieser Grenze lagen.

Diese Konstruktion ergibt also als Resultat eine Depression von 625 m, einen relativ unbedeutenden Betrag, weniger als man erwarten dürfte, da dieses Gebiet, obwohl relativ kontinental gelegen, doch unter dem Einfluss der Eiszeitminima stand.

Indes kann man mit Sicherheit annehmen, dass dieser Depressionsbetrag nur einen Minimumwert repräsentiert, und dass er in der Tat bedeutend grösser war. Und zwar, weil bei der obenerwähnten Kartenarbeit, nur den *grossen* Eiszeitgletschern Aufmerksamkeit geschenkt wurde. Man

¹ Pet. Mitt. 1914, II, S. 189.

² U. S. G. S. Pr. p. 51 (1906), Pl. XXVI.

kann indessen nach Analogie mit heutigen Verhältnissen mit Sicherheit davon ausgehen, dass es neben diesen grossen Gletschern auch eine Anzahl ganz kleiner unter niederen Gipfeln gegeben hat. Diese Unvollständigkeit der Untersuchungen, dass die kleinsten Eiszeitgletscher nicht beachtet wurden, trifft im allgemeinen auch andere kartographisch ausführlicher behandelte Gebiete in Nordamerika. Doch ist die Aufsuchung gerade dieser Gletscher, wie ich früher hervorgehoben habe, von der grössten Bedeutung, da sie die untere Grenze für die Möglichkeit der Gletscherbildung bestimmen. Die *western mountains* der Vereinigten Staaten sind in selten hohem Grade geeignet für eine exakte und vollständige Konstruktion der eiszeitlichen Vergletscherungsgrenzfläche, weil ganz kleine Eiszeitgletscher (neben den zahlreichen grösseren) ganz gleichmässig über dieses ganze grosse Gebiet verteilt waren. Da auch die heutige Vergletscherungsgrenzfläche dort mit Leichtigkeit konstruiert werden kann¹ und diese in grosser Ausstreckung diejenige der Eiszeit decken wird, dürfte man besonders genaue und bedeutungsvolle Vergleichen zwischen der Ausbildung dieser zwei Flächen machen können. Man hat für die *western mountains* überall eine höchst bedeutende Eiszeitdepression zu erwarten, und ihr höchster Betrag ist in den vom Minimum des Stillen Ozeans am stärksten berührten Teilen zu suchen.

¹ Däfür sind jedoch vollständigere Angaben über die Verteilung der heutigen Gletscher erforderlich, als die topographischen Karten bieten.

Erklärung der Tafeln.

Tafel I.

Übersichtskarte über die jetzige Orientierung der Gletscher.

Die roten Pfeile zeigen die Orientierungsrichtungen der Gletscher in den in der vorliegenden Abhandlung eingehender behandelten Teilen der Erde, wie auch die Richtungen der vorherrschenden schneeführenden Winde.

Tafel II.

I. Verteilung des Luftdruckes vor dem Maximum der Eiszeit.

II. Verteilung des Luftdruckes während des Maximums der Eiszeit.

Diese Übersichtskarten wollen Ausdruck für die herrschende Luftdruckverteilung zur Winterzeit während zwei getrennten Epochen der Eiszeit geben. Von den Isobaren, welche selbstverständlich nur ungefähr eingezeichnet sind, bezeichnen die blauen relativ hohen Luftdruck, die roten relativ niederen.

Mit blauer Farbe ist ferner die Ausbreitung der im Text behandelten grösseren Vergletscherungsgebiete angedeutet.

Die kleinen roten Pfeile zeigen wie auf Tafel I die Orientierungsrichtungen der lokalen Gletscher. Die grösseren roten Pfeile bezeichnen die analogen Richtungen der Inlandeise. Überdies zeigen die Pfeile die Richtungen der vorherrschenden schneeführenden Winde.

Tafel III.

Höhenlage der eiszeitlichen Vergletscherungsgrenzfläche im nördlichen Schwarzwald.

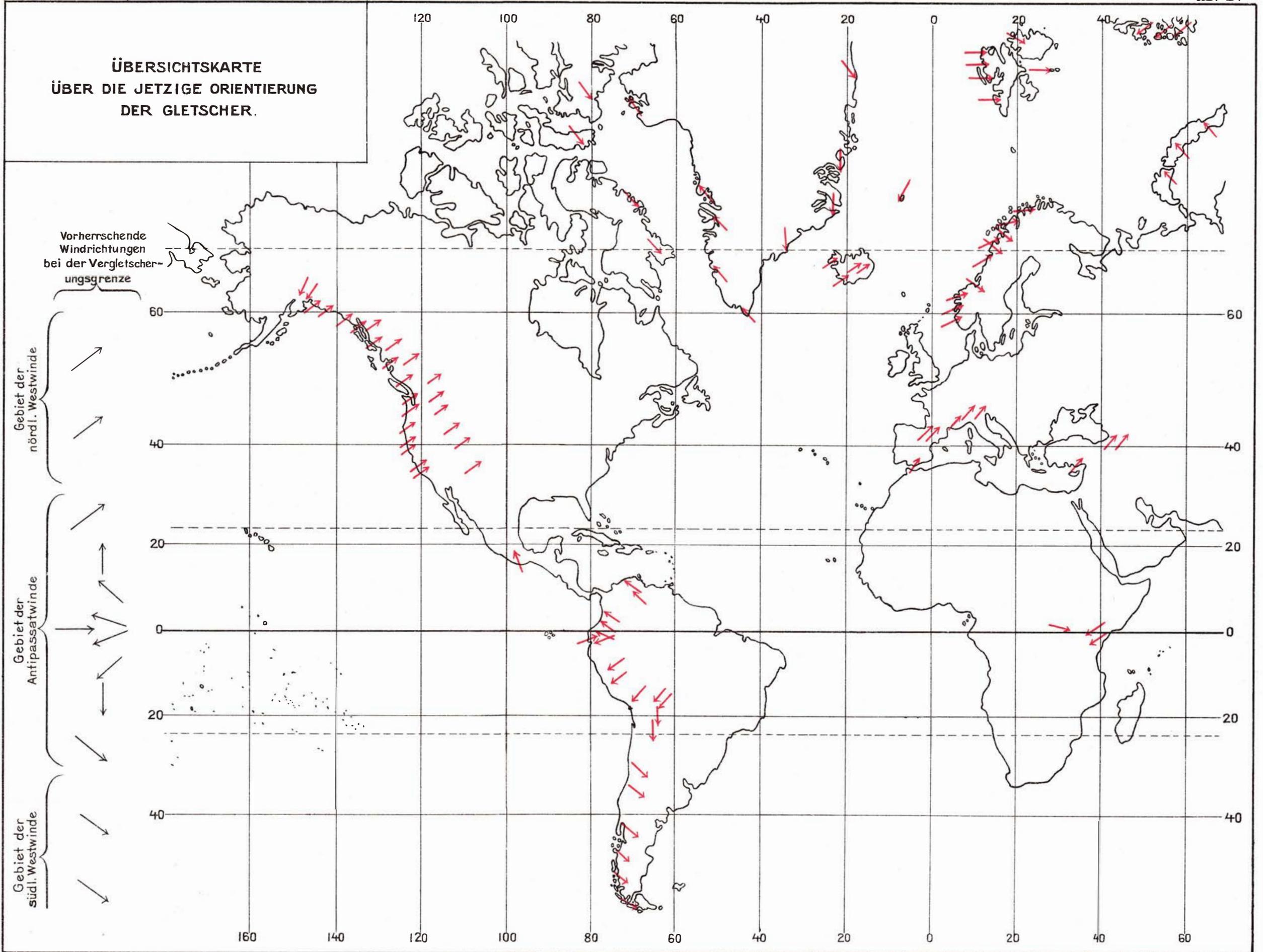
Tafel IV.

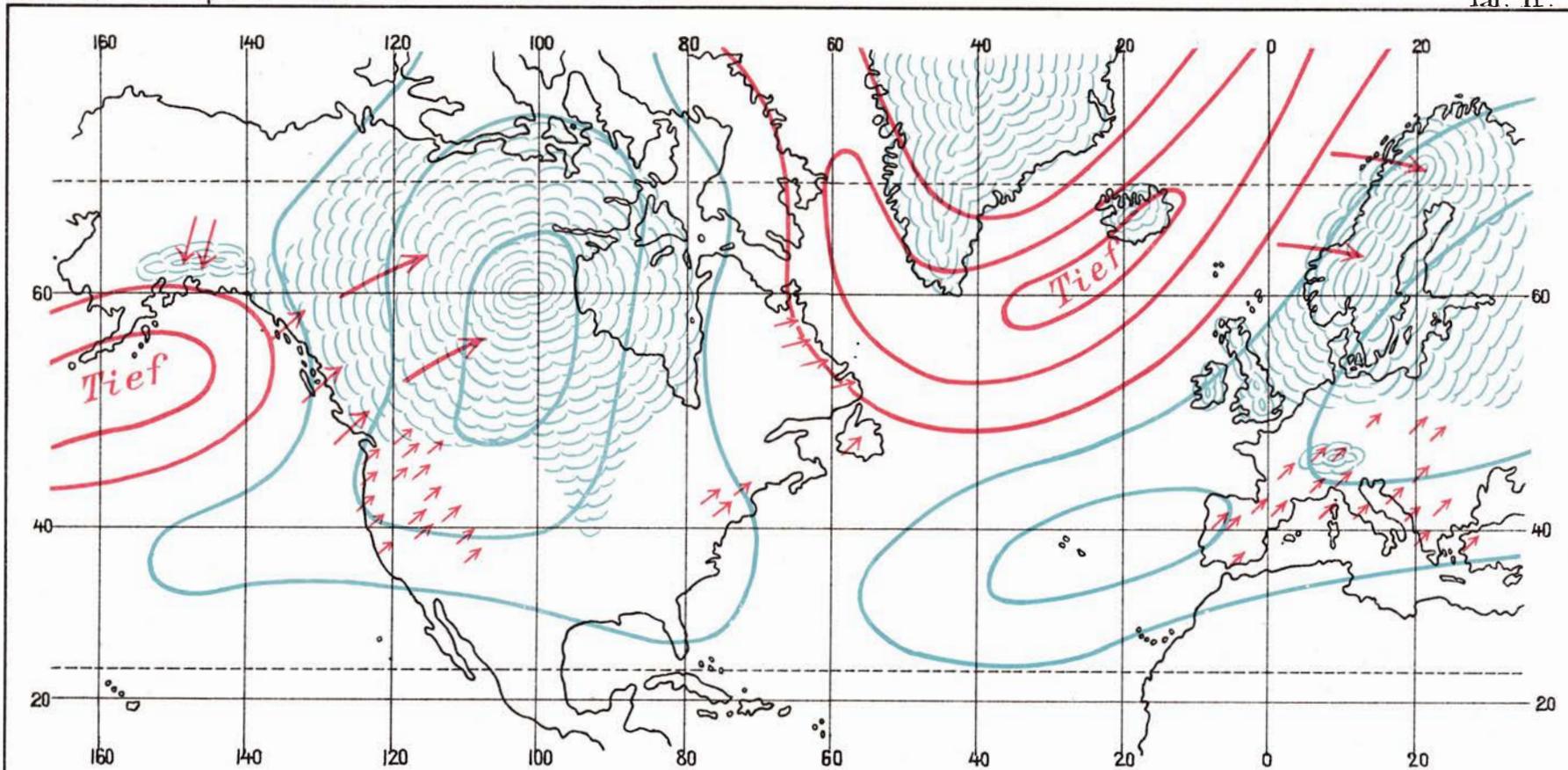
Bighorn Mountains (Wyoming, U. S. A.).

Gedruckt ^{10/30} 1916.

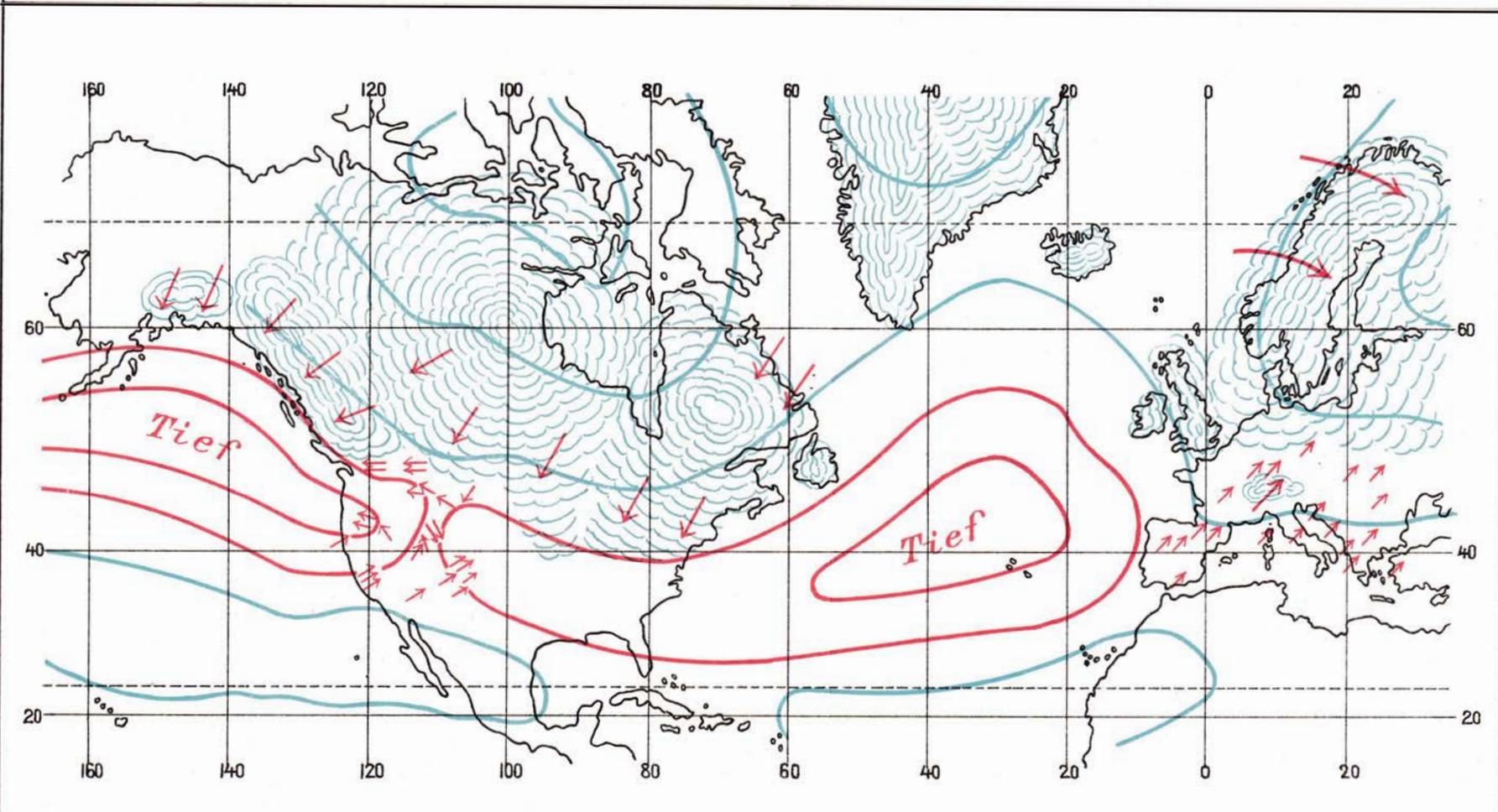


ÜBERSICHTSKARTE ÜBER DIE JETZIGE ORIENTIERUNG DER GLETSCHER.





I. Verteilung des Luftdrucks vor dem Maximum der Eiszeit.



II. Verteilung des Luftdrucks während des Maximums der Eiszeit.

HÖHENLAGE
DER
EISZEITLICHEN VERGLETSCHERUNGSGRENZFLÄCHE
IM NÖRDL. SCHWARZWALD.

48°
42'

48°
36'

48°
30'

48°
24'

26° 0'

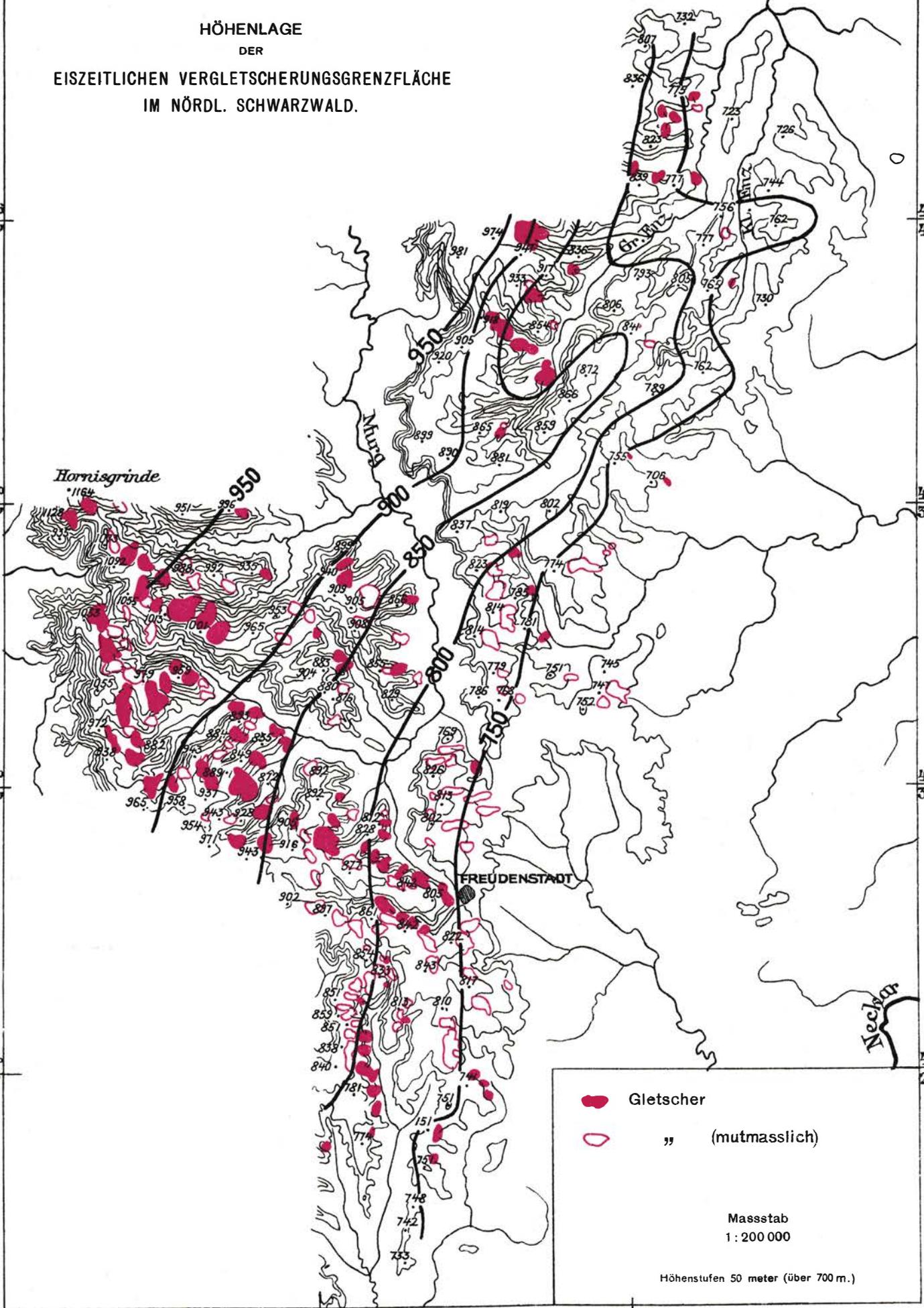
26° 10'

48°
42'

48°
36'

48°
30'

48°
24'



■ Gletscher
○ " (mutmasslich)

Masstab
1 : 200 000

Höhenstufen 50 meter (über 700 m.)

26° 0'

26° 10'

BIGHORN MOUNTAINS (Wyoming, U. S. A.)

