

schen Landwirtschaft herbeigeführt. Es ist nicht zu verkennen, daß auf Höchstleistung abzielende Intensivierung viele Gefahren mit sich bringt, wie z. B. besonders bei der Zucht der Maishybriden, aber auch bei anderen Produkten.

Seit langem hängt das Damoklesschwert der Überproduktion über der amerikanischen Landwirtschaft. Damit ist aufs engste verbunden die Gefahr, die sich aus einer zu engen Bindung an die Bedürfnisse der Industrie- und Stadtbewölkerung, d. h. an zu einseitige Marktorientierung ergibt.

Bereits im Jahre 1940 entstammten 84% des Bruttoeinkommens des amerikanischen Farmers aus dem Verkauf von Waren oder aus Subventionen von seiten des Staates. Der US-amerikanische Farmer ist normalerweise kein Bauer (Peasant) im europäischen Sinne. Die neue Entwicklung läßt eine Änderung in dieser Beziehung auch nicht erwarten.

Das Problem der Überschußverwertung verdunkelte die Zeit der dreißiger Jahre. Eine zeitweilige Lösung brachte der Krieg. Letzten Endes entsprang auch dem Marshallplan z. T. dem

Wunsche zur Verwertung der Überschüsse, wie auch Trumans Pläne zur Entwicklung der „Underdeveloped Regions“. Die derzeitigen Rüstungen haben diese Gefahren wieder eingedämmt.

Die Landflucht geht indes weiter. Es gibt US-amerikanische Sachverständige, die der Auffassung sind, daß in einer Generation nur noch 8% der Bevölkerung in der Landwirtschaft tätig sein werden. Dabei ist an eine weiterestärke Vergrößerung, vielleicht gar eine Verdoppelung der Erzeugung sehr wohl zu denken. Mit Kalk und Phosphat können die armen Böden des Ozarkgebirges und von Teilen der Appalachen rasch verbessert werden, wie dies das Gebiet des Tennessee-Tals dank der Tennessee Valley Administration zeigt. Gibt es im Westen der Staaten gewaltige neue Bewässerungsprojekte, die nur zu einem Teile wirklich rentabel sind, so ist für „Binnenkolonisation“, wie das europäische Mittelalter sie kannte, im Mittelwesten wie im Osten, noch viel Platz.

Die Farmgürtel selbst sind indes keine beständigen Gebilde. Ihre Grenzen sind dauernden Veränderungen unterworfen, ihr Charakter und Inhalt ändert sich ständig.

## HEUTIGER FIRNRÜCKGANG UND EISZEITKLIMA

*Hans Mortensen*

Mit 7 Abbildungen

Wer heute nach längerer, kriegsbedingter Pause in die Zentralalpen kommt, die er seit Jahren nicht wieder gesehen hat, ist erstaunt und erschreckt über das geradezu katastrophale Ausmaß des inzwischen erfolgten Gletscherrückganges<sup>1)</sup>. Es ist für die landschaftliche Würdigung des Vorganges fast bedeutungslos, daß er in Wirklichkeit nicht erst seit kurzem im Gange ist. Der Rückgang hat schon vor 100 Jahren begonnen, und der bekannte letzte Hochstand um etwa 1920 war nur eine ziemlich schwache Unterbrechung der allgemeinen Rückgangstendenz<sup>2)</sup>. Es ist auch sicher, daß die landschaftliche Auswirkung augenblicklich größer ist, als es dem ziemlich gleichförmigen Rückgang entspricht. Das Nährgebiet des Gletschers verjüngt sich nämlich nach unten, auf das Zehrgebiet zu, sehr erheblich. Steigt die Schneegrenze, wie es augenblicklich offensichtlich der Fall ist, so wachsen die Gebiete mit überwiegender Ablation stärker, als es einer gleich-

förmigen Hebung der Schneegrenze entspricht<sup>3)</sup>. Wichtiger ist noch folgendes: Durch das säkulare Defizit zwischen Gletscherernährung und Ablation + Abtransport hat sich die Firn- und Gletscheroberfläche dauernd erniedrigt, und zwar, wie *Finsterwalder* in Auswertung seiner schönen photogrammetrischen Vermessungen gezeigt hat, um einen Betrag von größenordnungsmäßig etwa 40 m oder mehr in 100 Jahren<sup>4)</sup>. An vielen Stellen ist dadurch die heutige Firn- und Gletscherdecke sozusagen hauchdünn geworden. Jeder weitere Rückgang in gleichem Tempo wirkt sich dadurch flächenhaft unverhältnismäßig stark aus.

Die Bedeutung des Vorganges kann nicht durch den Hinweis verkleinert werden, daß auch frühere Gletscherrückgänge immer wieder durch Vorstöße abgelöst worden seien. Denn dieser Rückgang der letzten 100 Jahre bedeutet einen Umschlag von einer vorangegangenen mehrhundertjährigen Vorstoßpause, der wiederum eine Zeit

<sup>1)</sup> Vgl. die Abb. 1 und 2 und ebenso die anschaulichen Abb. 1 und 2 in *Keller*, Erdkunde, Bd. VI, H. 1, 1952.

<sup>2)</sup> So v. *Drygalski* und *Machatschek* 1942, besonders Fig. 35 auf S. 216.

<sup>3)</sup> *Ablmann*, 1938, zit. nach v. *Drygalski* und *Machatschek*, 1942, S. 208 f.

<sup>4)</sup> Mehrfach in kürzlichen Vorträgen und briefliche Mitteilung.

äußerst geringer Vereisung (bis 1600) vorausgegangen war<sup>5)</sup>. Wir müssen also mit der Möglichkeit, ja sogar Wahrscheinlichkeit rechnen, daß die augenblickliche Rückzugsphase noch sehr lange andauern wird und zu einer weitgehenden Enteisung der Alpen mit allen ihren landschaftlichen Auswirkungen führen kann.

Aber auch unabhängig von diesen gegenwärtigen und zukünftigen Auswirkungen handelt es sich um eine Erscheinung von größtem wissenschaftlichen Interesse. Gestattet sie uns doch Einblicke in den Gletscherhaushalt und seine klimatische Bedingtheit, wie wir sie bisher noch nicht gehabt haben. Der diesmalige Gletscherrückgang hat nämlich nicht nur die gesamten Alpen, sondern anscheinend mehr oder minder stark alle vergletscherten Gebiete der Erde, den Himalaja ebenso wie die amerikanischen Kordilleren oder Spitzbergen und Grönland erfaßt. Gerade das hat ja die ursächliche Erklärung früherer Gletscherschwankungen so schwierig gemacht, daß sie oft nicht konform gingen. Gletscherrückgängen in dem einen Gebiet standen Vorstöße in dem anderen gegenüber, und selbst in den Alpen reagierten längst nicht alle Gletscher auch nur einigermaßen gleichmäßig<sup>6)</sup>.

Bei der Vielfalt der Vorgänge, die den Gletscherhaushalt bestimmen, ist das nicht verwunderlich. Temperaturänderungen sollten sich, wenigstens nach unseren bisherigen Kenntnissen, in den oberen Teilen des Firngebietes fast gar nicht auswirken. Denn dort ist es auf jeden Fall sehr kalt. Temperaturbedingte Verdunstungsänderungen dürften für den Gesamthaushalt der alpinen Gletscher im allgemeinen wenig ausmachen. In der Nähe der Schneegrenze dagegen wirken Temperaturänderungen sehr stark, sei es, daß Abkühlung die Schneegrenze senkt und einen Vorstoß bewirkt oder aber daß Erwärmung die Abschmelzung im Zehrgebiet verstärkt und überdies Teile des Nährgebietes zum Zehrgebiet schlägt. Je nach Form und Höhenlage der Firnmulde kann die Auswirkung einer Temperaturänderung nachhinken, sich mit anderen Einflüssen vermischen und somit ganz verschieden auf die endgültige Lage des Gletscherendes auswirken.

Noch unübersichtlicher ist die Auswirkung von Niederschlagsänderungen auf den Gletscherhaushalt. Jede Vermehrung bewirkt im Nährgebiet in der Jahressumme eine Zunahme der Schneemassen. Im Zehrgebiet wirkt sie im Winter in

der gleichen Richtung, im Sommer dagegen stark abschmelzend<sup>7)</sup>. Wobei jedoch berücksichtigt werden muß, daß sommerliche Niederschläge oft mit Abkühlung parallel gehen. Neuschnee kann dann in sehr tiefen Lagen fallen, wobei natürlich keine verstärkte Schmelzwirkung auftritt. Auf jeder Fall kann die gleiche Niederschlagsänderung in den höheren Firnpartien ganz entgegengesetzt wirken wie nahe dem Gletscherrande. Die endgültige Auswirkung auf den Gletscherhaushalt ist dabei kaum zu prophezeien. Nicht nur für die unmittelbare Sonneneinstrahlung, sondern auch für die Niederschlagswirkung spielt im übrigen auch die Exposition eine Rolle, und zwar nicht nur für die einzelne Firnmulde, sondern noch mehr, in Form der Abschirmung, für gesamte Gebirgsgruppen<sup>8)</sup>.

Sommerliche Regenlosigkeit braucht jedoch für die tieferen Lagen keineswegs immer eine Verminderung des Abschmelzens zu bedeuten. Denn bei klarem Wetter ist die Ablation durch Sonnenstrahlung besonders groß. Damit bekommen wir die Bewölkung in unsere Überlegungen hinein. Hier scheint, besonders nach den Erfahrungen der ortsansässigen Alpinisten in den letzten Jahren, der Zusammenhang noch am klarsten zu sein. Sommerliche Bewölkung ohne Niederschläge mindert die Ablation stark und ist daher günstig für einen Gletscherzuwachs. Aber auch das ist nicht eindeutig. Denn wenn sommerliche Bewölkung das Eis berührt (Nebel), so tritt in den tieferen Lagen infolge der Kondensation und der dadurch frei werdenden Wärme starke Schmelzwirkung auf<sup>9)</sup>. Kalte Nebel dagegen wirken ernährend, weil sich dann Rauhrost bildet. Selbst bei Temperaturen über 0° kann immer noch Gletscherzuwachs durch Nebel und Rauhrost stattfinden<sup>10)</sup>. Im übrigen ist die Bewölkung in den Bergen bekanntlich lokal so verschieden, daß selbst sorgfältige Beobachtungen keineswegs repräsentativ für die benachbarten Gebiete zu sein brauchen. Der nachträgliche Vergleich zwischen Gletscherschwankungen und Bewölkungsbeobachtungen dürfte somit meist zwecklos sein.

Besonders komplizierend ist auch die Geschwindigkeit, mit der sich Zustandsänderungen im obe-

<sup>5)</sup> Vgl. oben Anm. 2.

<sup>6)</sup> Auch heute fügen sich einige wenige Gletscher besonders der Westalpen dem allgemeinen Rückgang nicht ein, sondern stoßen sogar vor (v. Drygalski und Machatschek 1942, S. 205). Doch sind diese Ausnahmen gegenüber der Gesamtheit der Rückgangerscheinungen bedeutungslos.

<sup>7)</sup> v. Drygalski und Machatschek (1942) erwähnen mehrfach die vergleichsweise Geringfügigkeit der Abschmelzwirkung von Regen gegenüber anderen Faktoren, etwa Sonnenstrahlung o. ä. Nach meinen eigenen Beobachtungen auf Spitzbergen kann die Schmelzwirkung selbst schwacher Regen bei auch nur etwas längerer Dauer gar nicht überschätzt werden. Dort waren Gletscherbäche nach ziemlich kurzfristigem gleichmäßigem Landregen geradezu ungeheuerlich angeschwollen.

<sup>8)</sup> v. Klebelsberg 1949, S. 661 ff.

<sup>9)</sup> v. Drygalski und Machatschek 1942, S. 12, Anm. 1, S. 46.

<sup>10)</sup> a. a. O. S. 36.

ren Firngebiet nach unten fortpflanzen. Nicht nur, daß die Bewegungsgeschwindigkeit sich jahreszeitlich und auch je nach dem Firnzuwachs schnell ändert, so kann eine erhöhte Geschwindigkeit längere Zeit andauern, auch wenn das auslösende Moment, etwa Schneezunahme im Firngebiet, längst nicht mehr vorhanden ist. Andererseits können auch Erscheinungen, so zum Beispiel Schwellungen im Firngebiet, schneller abwärts auf das Gletscherende zueilen, als es der Fließgeschwindigkeit entspricht<sup>11)</sup>.

All das zusammengefaßt ergibt ein so kompliziertes Verhalten der Gletscher gegenüber klimatischen Einflüssen, daß man bisher noch nicht zu einer einheitlichen Auffassung über die Ursachen der Gletscherschwankungen der letzten Jahr-

Verminderung der (schneeigen) Niederschläge oder aber z. B. die Folge einer Zunahme von Wärme oder unmittelbarer Sonneneinstrahlung? Die unmittelbare Beobachtung hat, da sie immer nur kurzfristig sein kann, bisher noch keine sichere Aussage darüber gestattet. Der Eindruck, den der Gletscherkenner, sei er Wissenschaftler oder Alpinist, gewinnt, ist der, daß die Ablation in den letzten Jahren offenbar besonders stark gewesen ist. Aber ein solcher „Eindruck“ befriedigt noch nicht. Wir möchten zu einer exakten Aussage kommen und sind auch in der Lage dazu.

Auf dem Kurs für Hochgebirgsforschung in den Zillertaler Alpen im Frühherbst 1951 hat Finsterwalder die Karte eines Teilgebiets der Zillertaler Alpen (Maßstab 1 : 10 000) ausgegeben.

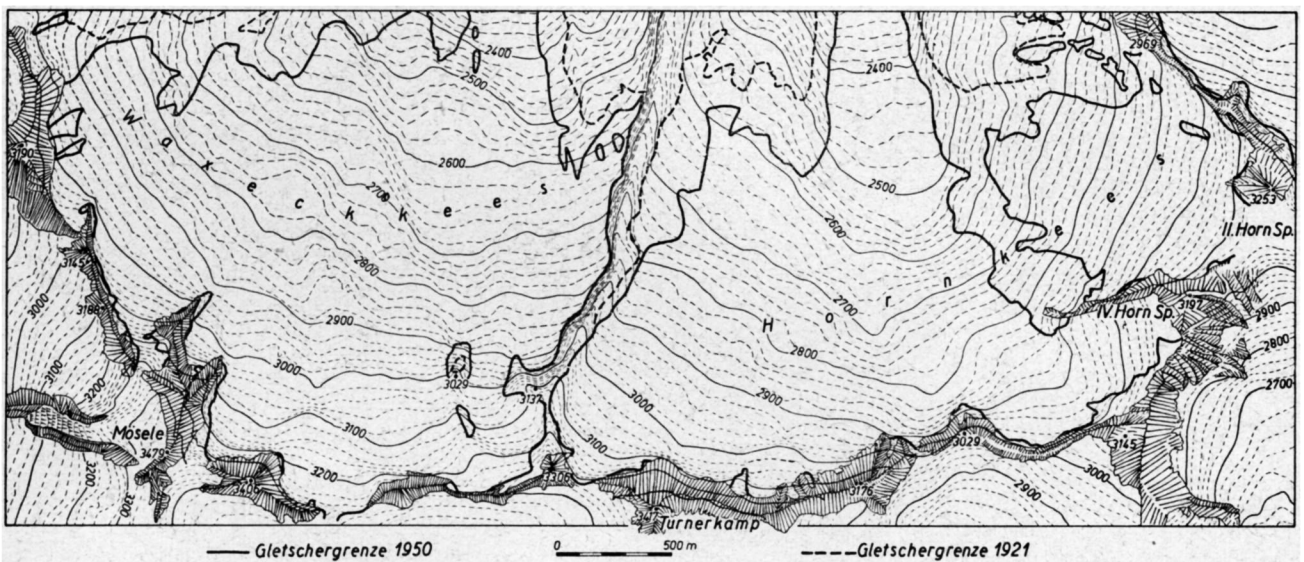


Abb. 3: Die Firnmulden der Zillertaler Alpen südlich der Berliner Hütte, nach R. Finsterwalder

zehnte gekommen ist. Wenn man in der Hauptsache einer Temperaturänderung die entscheidende Rolle zuspricht, so ist das mehr eine „Ansicht“ als ein wirklich exakt erwiesenes Ergebnis. Hier bietet der augenblickliche Gletscherrückgang ein Mittel, zu gesicherten Auffassungen zu gelangen. Bei der weltweiten Ähnlichkeit des Vorganges dürften Ursachen, die wir an der einen Stelle mit genügender Sicherheit feststellen, mit erheblicher Wahrscheinlichkeit Allgemeingültigkeit besitzen.

Die wichtigste Frage ist zunächst die, ob der rezente Gletscherrückgang auf verminderte Materialzufuhr oder auf verstärkte Ablation zurückzuführen ist. Klimatisch ausgedrückt lautet diese Frage: Ist der Gletscherrückgang die Folge einer

Sie liegt inzwischen in starker Verkleinerung in zwei Fassungen im Druck vor<sup>12)</sup>.

Diese Karte ist von Finsterwalder auf Grund photogrammetrischer Aufnahmen hergestellt. Sie zeigt den Gletscherstand von 1950 und im Vergleich dazu die früheren Stände von 1921 und 1850. Zieht man noch die bekannte Alpenvereinskarte der Zillertaler Alpen vom Beginn der dreißiger Jahre (Maßstab 1 : 25 000) hinzu, so wird einem das erhebliche Ausmaß des Gletscher- und Firnrückganges ganz deutlich. Der Rückgang ist volumenmäßig noch wesentlich größer, als es die

<sup>12)</sup> Nüßlein 1951 und Keller 1952 (Abb. 1). Die Wiedergabe Kellers bringt zwar den eigentlichen Gletscherrückgang besonders anschaulich heraus, ist jedoch für die uns interessierenden oberen Firnpartien notgedrungen vereinfacht. Für unsere Zwecke können wir uns auf die Wiedergabe eines Teilausschnittes beschränken (Abb. 3).

<sup>11)</sup> a. a. O. S. 109 ff., S. 207.

flächenhafte Betrachtung zeigt. Denn die von *Finsterwalder* geschätzte Erniedrigung der Gletscheroberfläche um etwa 40 m im letzten Jahrhundert kann ja auf dem Kartenbild nicht in Erscheinung treten.

Interessant ist nun, daß der Rückgang der Verfirnung auch in den allerobersten Teilen der Schneemulden, ja sogar am oberen Firnrad zu bemerken und keineswegs unbeträchtlich ist. Für die Lage des oberen Firnrandes ist nämlich die absolute Schneezufuhr nicht mehr entscheidend. Hierher wird aus erster Hand der gesamte Schnee geliefert, der auf die benachbarten Steilhänge fällt und sich dort wegen zu großer Steilheit nicht halten kann. Von den Steilhängen geht der Schneeteils sofort, zum anderen Teil spätestens im Frühjahr oder Frühsommer als Lawinen auf das darunter befindliche Firnfeld nieder. Eine Abbeförderung des Firns in dem normalen Bewegungsmechanismus spielt nahe dem oberen Firnrande keine Rolle. Sie ist oberhalb des Bergschrundes ohnehin praktisch Null und dicht darunter auch noch sehr gering. Offensichtlich wird die Hauptmasse des von den Seiten kommenden Lawinschnees ziemlich weit in das Firnfeld hineingetragen (Abb. 4). Zur Erhaltung der Schneemächtigkeit nahe dem oberen Firnrande gehört also viel weniger Schnee, als dort und an den darüber befindlichen Hängen fällt. Schnee ist auf jeden Fall genug da! Eine Abnahme der Schneeniederschläge würde sich dort nicht in einer Verkleinerung der Schneefläche, sondern nur in einer Verringerung der Lawinen und somit in einer Verminderung der Schneemächtigkeit merklich weiter abwärts auswirken.

Die Lage des oberen Firnrandes wird somit an jeder einzelnen Stelle nur durch die Ablation bestimmt, die nahe dem Firnrande wirksam ist. Sie hat dementsprechend einen ausgesprochenen jährlichen Gang. Sie sinkt in der Jahreszeit — Sommer und Herbst — in der die Ablation stark ist, und sie hebt sich in der Jahreszeit, wo die Ablation gering oder gar Null ist, also im Winter und wohl auch im Frühling. Das gilt nun nicht nur für den einzelnen Jahresablauf, sondern auch im Mittel vieler Jahre. Bei durchschnittlich zunehmender Ablation wird der standfestere Altschnee immer etwas mehr aufgezehrt gegenüber dem Vorjahr, während er sich bei Geringwerden der Ablation allmählich aufhört. Wenn wir nun aus den Karten nicht nur einen Rückgang der Gletscherenden und der Gletscher- und Firnoberfläche, sondern auch ein Sinken des oberen Firnrandes mit Sicherheit ablesen können, so ist damit die entscheidende Rolle der Ablation für den Gletscherrückgang bewiesen.

Dieses Ergebnis gilt zunächst nur für einen Teil der Zillertaler Alpen. Es wird sich jedoch, wie ich mit Sicherheit glaube, auch in anderen Firngebietern der Alpen bestätigen. Dort liegen zwar nicht Messungen, aber Beobachtungen vor über den Firnrückgang an grundsätzlich ähnlichen Stellen. Es ist jedem Hochtouristen bekannt und zum Teil auch durch den Vergleich älterer mit jüngeren Bildern belegbar, daß die Verfirnung von Gipfeln und Graten und auch von Steilwänden in den letzten Jahrzehnten zurückgegangen ist. Die Schwierigkeitsgrade von Bergtouren haben sich dadurch bekanntlich merklich gegeneinander verschoben.

Mit dem Nachweis einer Ablationszunahme ist der Kreis der meteorologischen Faktoren, die für den Gletscherrückgang verantwortlich zu machen sind, bereits wesentlich eingengt. Immerhin müssen doch noch mehrere Möglichkeiten berücksichtigt werden. Und zwar kommen in Frage eine einfache Temperaturzunahme, etwa in Form wärmerer Wetterlagen, eine unmittelbare Änderung der Strahlung (Änderung der Solarkonstante?) oder eine Änderung der Bewölkung.

Eine unmittelbare Wirkung veränderter Strahlung ist, wenn man die Verhältnisse in den Zillertaler Alpen als repräsentativ betrachtet, nicht wahrscheinlich. Denn die Wirkung der Strahlung hat einen deutlichen täglichen Gang. Sie ist nachmittags viel größer als vormittags. Wenn also bei sonst unveränderten Umständen nur die Strahlung sich verändert haben sollte, müßten wir eine deutliche Abhängigkeit des Firnrückganges von der Exposition erkennen. Das ist nicht der Fall. Wie die Karte *Finsterwalders* zeigt, befinden sich Stellen besonders starken Firnrückganges, sei es längs des oberen Firnrandes oder am Seitenrand der Firnmulden, in allen möglichen Expositionen in durchaus gleichmäßiger Verteilung. Allerdings muß man in Rechnung stellen, daß die bei Schönwetterlagen häufige Nachmittagsbewölkung die unmittelbare Sonneneinstrahlung paralisieren kann, wodurch der Einfluß der Exposition verwischt sein könnte. Aber es wäre doch recht merkwürdig, wenn dieses Gegeneinander der Kräfte — Zunahme der Sonneneinstrahlung und Zunahme der Nachmittagsbewölkung — so ausgezeichnet ineinandergreifen würde, daß von Expositionseinflüssen überhaupt nichts mehr zu bemerken wäre. Und das, obwohl wir an anderen Gletschern den täglichen Gang der Strahlung am unsymmetrischen Abschmelzen der Gletscherenden deutlich erkennen können.

Dieselbe Überlegung gilt sinngemäß auch für die Möglichkeit einer Änderung nur der Bewölkungsverhältnisse. Eine Abnahme der Bewölkung würde nur eine andere Form der Vermehrung

der Sonnenbestrahlung sein und müßte somit ebenfalls eine Abhängigkeit des Firnrückganges von der Exposition erkennen lassen.

Es bleibt somit, soweit wir bisher erkennen können, nur die einfache Temperaturzunahme als Ursache des jüngsten Firn- und Gletscherrückganges übrig. Und zwar muß es sich, da am oberen Firnrand die Wintertemperaturen ohnehin stets genügend negativ sind, um eine Zunahme der Sommertemperaturen handeln<sup>13)</sup>. Eine Verlängerung der warmen Zeit und damit der Abschmelzperiode würde die gleiche Wirkung haben. Der Faktor Sommer- (und Herbst-) Temperatur sollte demnach, wie ich glaube, in allererster Linie berücksichtigt werden, wenn man den Gletscherrückgang der letzten Jahrzehnte mit den meteorologischen Elementen in Beziehung setzen will. Wobei vielleicht weniger die Mitteltemperaturen eines oder mehrerer Sommer entscheidend sind als die Häufigkeit besonders warmer und trockener Wetterlagen im Spätsommer und Herbst<sup>14)</sup>.

Wenn wir somit durch unmittelbare Landschaftsbeobachtung zu einer recht gesicherten Aussage über den maßgeblichen Faktor für den Gletscherrückgang der letzten Jahrzehnte gekommen sind, so verlockt das dazu, die Verhältnisse in den Firnmulden auch auf das Klima der pleistozänen Kaltzeiten anzuwenden. Zwar werden diese Überlegungen eigentlich nur für die Würmeiszeit zutreffen. Aber wir können mit *A. Penck* (1937, S. 7) und *Büdel* (1949, S. 106) annehmen, daß auch das Klima der anderen Kaltzeiten nicht grundsätzlich anders gewesen sein dürfte.

In der Kenntnis des eiszeitlichen bzw. würmeiszeitlichen Klimas ist man noch in den letzten Jahren, dank den grundlegenden, teils faunistischen, teils auf Frostbodenerscheinungen aufgebauten Untersuchungen *Soergels* (zuletzt 1941 und 1942), den pollenanalytischen Erkenntnissen besonders von *Firbas* (z. B. 1939) und dank den neuesten physiogeographischen Untersuchungen von *Poser* (1947 a und b, 1948), *Büdel* (1949) und *Klute* (1951) sehr viel weiter gekommen. Wir haben heute schon recht genaue Vorstellungen über die würmeiszeitlichen Luftdruck- und Temperatur-, ja sogar die Niederschlagsverhält-

nisse und ihre Verbreitung. Die Meinungsverschiedenheiten, ob die Vereisungen in erster Linie einem erheblichen Mehr an Niederschlägen oder aber einer allgemeinen Temperaturdepression zuzuschreiben sind, haben sich erheblich ausgeglichen, besonders auch dadurch, daß man die erwiesenen regionalen Verschiedenheiten allmählich gegenseitig anzuerkennen beginnt. In den meisten Gebieten der Erde, zum mindesten des Festlandes, kommt man an einer Temperaturdepression nicht vorbei. In anderen Gebieten jedoch, so in der Antarktis<sup>15)</sup> und auch im Hochwüstengebiet von Nordchile<sup>16)</sup>, ist eine Niederschlagszunahme in Verbindung mit einer kaltzeitlichen Wärmezunahme eindeutig erwiesen<sup>17)</sup>.

Über das Ausmaß der Temperaturerniedrigung besteht, ohne daß man allerdings diese Frage im Augenblick als kontrovers bezeichnen kann<sup>18)</sup>, noch keine rechte Übereinstimmung. Die Zahlen<sup>19)</sup> schwanken zwischen 3—4° und 10—12°, ja 13,5°<sup>20)</sup> würmeiszeitlicher Temperaturdepression. Diese Zahlen beziehen sich meist auf die Depression der mittleren Jahrestemperatur, zu einem Teil auch auf die Erniedrigung der Sommertemperatur. Man hat nun den Eindruck, daß, von Ausnahmen abgesehen, das Ausmaß der kaltzeitlichen Temperaturdepression um so größer angenommen wird, je später die betreffende Untersuchung erschienen ist. Kennzeichnend dafür ist besonders auch *A. Penck*, der ursprünglich (1911) auf Grund der würmeiszeitlichen alpinen Schnee-

<sup>15)</sup> *Meinardus* 1928.

<sup>16)</sup> *Mortensen* 1929.

<sup>17)</sup> *Büdel* (1949, S. 138) hat die sehr ansprechende Vermutung geäußert, die Erwärmung der Antarktis falle nicht in unsere Kaltzeit, sondern in eine Warm (Zwischeneis-) Zeit. Nur sei die Verzögerung, mit der das Eis auf die Klimaschwankungen reagiert habe, bei der Mächtigkeit des antarktischen Inlandeises so stark gewesen, daß eine richtige Umkehr stattgefunden habe. Dann müßte jedoch, im Sinne der sonstigen Darlegungen *Büdels*, seit ungefähr dem Höchststande der nordischen Vereisung bis jetzt eine Zunahme der Vergletscherung in der Antarktis stattgefunden haben. Mit den bisher bekannten Beobachtungen in der Antarktis ist das nicht vereinbar. Auch in der nordchilenischen Hochwüste könnte man die pleistozäne Niederschlagsvermehrung, die dort nur mit einer Erwärmung Hand in Hand gegangen sein kann (*Mortensen* 1929), nicht auf eine Interglazialzeit zurückführen. Das würde all unseren sonstigen Vorstellungen über pleistozäne Niederschlagszunahme in den Trockengebieten der Erde widersprechen. Außerdem müßte man dann auch heute, wo wir, vom Pleistozän aus betrachtet, in einer Interglazialzeit leben, besonders starke Niederschläge dort erwarten. Gerade das ist nicht der Fall. Im übrigen ist die Abkühlung in dem einen Gebiet mit einer Erwärmung im anderen durchaus vereinbar.

<sup>18)</sup> Mit Ausnahme von *Soergel* (z. B. 1942).

<sup>19)</sup> Zuletzt v. *Klebelberg* 1949, S. 432, und *Klute* 1951, S. 273 ff., nebst dem dort angegebenen Schrifttum.

<sup>20)</sup> *Soergel* 1942, S. 80.

<sup>13)</sup> Anders v. *Drygalski* und *Machatschek* (1942, S. 241), die, besonders im Anschluß an *Wagner* (1940), „eine einseitige Berücksichtigung der Sommertemperaturen nicht für berechtigt“ halten und in erster Linie eine „säkulare Zunahme der mittleren Jahrestemperatur“ verantwortlich machen.

<sup>14)</sup> Ähnlich v. *Klebelberg* (1949, S. 676), der „das anhaltende und starke Zurückgehen der Alpengletscher“ in den beiden Jahrzehnten nach 1928 auf „die außerordentlich warmen, strahlungsreichen Sommer 1928—1930“ zurückführt.

grenzdepression mit einer Temperaturdepression von 3—5° gerechnet hat, zuletzt jedoch (1937, S. 4 f.)<sup>21)</sup>, ausgehend von der sehr niedrigen pleistozänen Schneegrenze auf Irland, zu einer allgemeinen wärmezeitlichen Temperaturdepression von 8° gekommen ist. Noch 1927 (S. 84) hatte er die Berücksichtigung der starken Schneegrenzdepressionen an den Rändern der Kontinente als Kriterium für die Erfassung der stattgehabten Klimaänderung abgelehnt und dementsprechend für die Temperaturdepression in den Alpen und auch sonst einen Wert von 4° angegeben.

Aber gerade am Beispiel *Pencks* ist deutlich erkennbar, worauf der Unterschied der Zahlenangaben offensichtlich auch bei den anderen Verfassern zurückgeht. Die früheren Berechnungen gehen in der Hauptsache von der Schneegrenzdepression im Hochgebirge aus. Die späteren Untersuchungen ziehen andere Faktoren, besonders auch Flora und Fauna, heran. Sie kommen überwiegend zu merklich höheren Werten. Die Differenzen zwischen den beiderseitigen Ergebnissen sind weniger auf die andersartigen Beobachtungsunterlagen zurückzuführen als darauf, daß die eine Gruppe (alpine Schneegrenzdepression) sich mehr auf die Verhältnisse in den höheren Lagen, die andere (Flora und Fauna, aber auch Periglazialerscheinungen) sich naturgemäß mehr auf die niedrigeren Lagen bezieht. Auch der Unterschied zwischen *Penck* 1927 und *Penck* 1937 beruht nicht eigentlich, wie er selbst es glaubt, auf der Einbeziehung der ozeannahen Gebiete, sondern darauf, daß auf Irland sich die Schneegrenzverschiebung in viel niedrigeren Höhenlagen vollzogen hat als in den Alpen<sup>22)</sup>. Wir werden später sehen, daß

<sup>21)</sup> Vgl. auch unten Anm. 22.

<sup>22)</sup> Ich bin allerdings nicht ganz sicher, ob *Penck* 1937 nicht von einer irrigen Voraussetzung ausgegangen ist. Er unterstellt nämlich für die Schneegrenze ohne weitere Diskussion eine Jahrestemperatur von höchstens 0°. Da die heutige Jahrestemperatur an der pleistozänen Schneegrenze auf Irland + 8° betrage, müsse die Temperatur damals (mindestens) 8° tiefer gelegen haben. In Wirklichkeit kann die Jahrestemperatur an der Schneegrenze auch positiv gewesen sein. Das ist heute in Westpatagonien der Fall. Man kommt dort in 50° südl. Breite bei Berücksichtigung der Temperatur in etwa Meereshöhe (6—7°), der Höhenlage der Schneegrenze (800 m) und der vermutlichen Temperaturabnahme mit der Höhe (infolge feucht-adiabatischer Abkühlung wohl kleiner als 0,5° je 100 m) auf positive Temperaturen, und in der Tat gibt Knoch (v. Hann-Knoch 1939, S. 268) für das südliche Chile (d. h. Westpatagonien) eine Temperatur an der Schneegrenze von + 3° an. Wenn wir diese Zahl auf das pleistozäne Irland übertragen, was bei der vermutlichen Ähnlichkeit der Klimate erlaubt ist, würden wir auch in Irland nur mit einer Depression der Jahrestemperatur von 5° zu rechnen brauchen. Wobei allerdings berücksichtigt werden muß, daß wir bei der Berechnung jeweils an die Grenze des gerade noch Möglichen gegangen sind und daß der wahrschein-

diese Unterschiede der Höhenlage von ganz einschneidender Bedeutung sind.

Wir tun am besten, wenn wir für unsere weiteren Überlegungen von der pleistozänen (richtiger wärmezeitlichen) Erniedrigung der alpinen Schneegrenze um 1000—1200 m ausgehen. Dann kommen wir je nach der anzunehmenden thermischen Höhenstufe, auf eine Temperaturdepression von 5—7°, wobei es zunächst gleichgültig ist, ob sich diese Temperaturdepression auf die Jahresmitteltemperatur oder nur auf die Sommertemperatur beziehen soll. Von diesen 5—7° ist ein Teil auf die lokale Abkühlung über dem Eis bzw. in unmittelbarer Nähe des Eises zurückzuführen. Die eigentliche großräumige Temperaturdepression dürfte somit geringer als 5° sein. Mit diesem vermutlich zu hohen Wert von 5° wollen wir, um das Endergebnis unserer Darlegungen keinesfalls zu übertreiben, weiterhin rechnen.

Allerdings bestehen, auch wenn man eine einfache Niederschlagsvermehrung als Grund der pleistozänen Vergletscherung ablehnt, sich der Auffassung einer ziemlich allgemeinen Temperaturdepression anschließt und die gekennzeichneten Unterschiede des Ausmaßes dieser Depression für belanglos hält, immer noch sehr erhebliche Widersprüche. Der wichtigste betrifft die berühmte Beweisführung, mit der *A. Penck* (1909, S. 1142, und 1927, S. 82) die Niederschlagsvermehrung abgelehnt hat, und die maßgebliche Rolle der Temperaturerniedrigung bewiesen zu haben glaubte. Zwar ist das Ergebnis *Pencks* inzwischen von anderen Forschern und mit anderen Methoden im Grundsatz bestätigt worden. Wenn man jedoch unter Heranziehung unserer heutigen Kenntnisse über Zuwachs der Firngebiete und Ablation den Beweis selbst kritisch nachprüft, so ergibt sich etwas sehr Eigenartiges. Man kommt nämlich, wie man es auch anfängt, zu einem Resultat, das mit den Prämissen, auf die es aufgebaut ist, völlig unvereinbar ist!

*A. Penck* schloß folgendermaßen: Ungeachtet der pleistozänen Erniedrigung der alpinen Schneegrenze um 1000—1200 m lag der obere Rand der pleistozänen Gletscher in der Nähe der heutigen Firnlinie<sup>23)</sup> nicht höher als der der heutigen Gletscher. Pleistozäner und heutiger oberer Gletscher-

liche Wert etwas höher liegen dürfte. Daß er nicht so groß ist wie die in Mitteleuropa (vgl. unten), ist durch die maritime Dämpfung der kaltzeitlichen Abkühlung (*Poser*) bedingt.

<sup>23)</sup> Zwar hebt *Troll* (1943) mit Recht als ein Ergebnis der Forschungen *Ahlmanns* und seiner Schule hervor, daß Firnlinie und Schneegrenze deutlich unterschieden werden sollten. Da in der älteren Literatur der Unterschied zwischen beiden meist nicht erkennbar ist und da er überdies für unsere Betrachtung nicht ausschlaggebend ist, verwende ich hier beide Begriffe synonym.

rand gingen sogar unterhalb der heutigen Schneegrenze ineinander über. Die heutigen Firnmulden waren somit in der Kaltzeit keineswegs stärker erfüllt als heute. Bei stärkeren schneeigen Niederschlägen als Grund der pleistozänen Vereisung hätte das aber der Fall sein müssen. Somit komme nur eine pleistozäne Temperatur- und sogar eine gewisse Niederschlagsabnahme als klimatische Ursache der Vereisung in Frage. Durch diese Temperaturenniedrigung habe sich, soweit es die Schneeansammlung betrifft, oberhalb der heutigen Firnlinie nichts verändert. Jedoch sei das gesamte Gebiet bis 1000—1200 m abwärts hinzugekommen zum heutigen Firngebiet. Dieser ungeheuren Vergrößerung des Firngebietes sei die pleistozäne Vergletscherung zuzuschreiben. Infolge der Gletschererfüllung der Täler und Mulden sei das Areal der Alpen, das in die Höhen ewigen Schnees hinaufreichte, weiterhin vergrößert worden, wodurch dann der Firnzuwachs noch über das ursprüngliche Maß hinaus gesteigert worden sei<sup>24)</sup>.

Nehmen wir die Feststellung der pleistozän nicht stärkeren Schneeerfüllung der Firnmulden als richtig an — sie stützt sich auf die Beobachtungen bester Alpenkenner und ist trotz der Zweifel v. Drygalskis (1919, S. 34) bisher nie widerlegt worden — so müssen wir folgendermaßen schließen. An der heutigen Schneegrenze halten sich Zuwachs und Ablation die Wage. Aus Messungen auf dem Claridenfirn in den Glarner Alpen<sup>25)</sup>, die mit zahlreichen anderen Ablationsmessungen in grundsätzlicher Übereinstimmung stehen<sup>26)</sup>, ergeben sich dafür größenordnungsmäßig folgende Zahlenwerte: Die Ablation beträgt dort 100 m über der Schneegrenze (zur Zeit der Messungen im Mittel 2600 m) durchschnittlich jährlich  $2\frac{1}{2}$  m Wasserhöhe, 300 m darüber etwa  $1\frac{1}{2}$  m. Für die Schneegrenze selbst würde man damit bei linearer Extrapolation auf eine Ablation von 3 m Wasserhöhe kommen. Das stimmt mit den nahe der Firnlinie gemessenen Niederschlägen — etwas weniger als 3 m Jahresniederschlag — recht gut überein. Das scheinbare kleine Defizit dürfte durch das von oben heranströmende Eis gedeckt sein, wodurch die Bilanz, wie an der Schneegrenze nötig, Null wird.

Wir gehen nun auf die würmeiszeitlichen Verhältnisse über. Wenn damals die Schneegrenze

rund 1000 m tiefer lag<sup>27)</sup>, so bedeutet das, daß wir heute von der rezenten Schneegrenze aus etwa 1000 m höher gehen müssen, um die würmeiszeitlichen Zustände in der Höhe der heutigen Schneegrenze wiederzufinden. Für 3600 m Meereshöhe kommt man, wenn man die angegebenen Ablationszahlen einigermaßen sinnvoll extrapoliert, zu einer augenblicklichen jährlichen Ablation von  $\frac{1}{2}$  m Wasserhöhe. Ich setze, um keinesfalls zu günstige Werte für die Beweisführung zu erhalten, 1 m an. Das ist dann auch die Ablation, die in der Würmeiszeit 1000 m tiefer, d. h. in der Höhe der heutigen Schneegrenze geherrscht hat. In dieser Höhe muß aber im Sinne der Schlußfolgerungen *Pencks* in der Würmeiszeit ein ungefähres Gleichgewicht zwischen Zuwachs und Ablation geherrscht haben. Denn sonst müßten wir ja damals eine andere, also größere Schneeerfüllung der Mulden gehabt haben, was nach *Penck* gerade nicht der Fall ist. Das bedeutet also, daß auch die würmeiszeitlichen Niederschläge an der heutigen Firnlinie nur 1 m betragen haben dürfen, eher sogar etwas weniger, da ja ein Teil des Zuwachses durch den von oben heranwandernden Firnschnee geliefert wird.

Steigen wir nunmehr zur würmeiszeitlichen Schneegrenze herab, die damals in 1600 m Meereshöhe gelegen haben mag. Dort müssen in der Würmeiszeit Verhältnisse geherrscht haben, die, insbesondere hinsichtlich Temperatur und Strahlung, den heutigen Verhältnissen an der heutigen Schneegrenze einigermaßen ähnlich waren. Nur unter dieser Vorsetzung hat man ja die jeweils beobachteten pleistozänen Schneegrenzdepressionen in Temperaturdepressionen umrechnen können und ist zu dem Ergebnis einer würmeiszeitlichen Temperaturdepression von etwa  $5^{\circ}$  gekommen. An der würmeiszeitlichen Schneegrenze muß die Ablation also größenordnungsmäßig knapp 3 m Wasserhöhe betragen haben. Die würmeiszeitlichen Niederschläge, die für 2600 m auf 1 m berechnet wurden, können in der Höhe der würmeiszeitlichen Schneegrenze auch nicht viel anders, zum mindesten nicht merklich höher gewesen sein<sup>28)</sup>. Wir kommen also für die würmeiszeit-

<sup>27)</sup> Es ist für unsere weitere Beweisführung völlig belanglos, ob die würmeiszeitliche Schneegrenzdepression hier etwas kleiner oder größer gewesen ist als von mir angenommen.

<sup>28)</sup> Noch vor ziemlich kurzer Zeit hätte man eine Zunahme der Niederschläge von oben nach unten mit der Vorstellung einer „Zone maximaler Niederschläge“ in den Alpen verständlich machen können. Aber damit würde man für die uns interessierenden Höhenlagen keine Verdreifachung der Niederschläge für eine Höhendifferenz von rund 1000 m herausbekommen. Und außerdem hat man inzwischen erkannt, daß man in den Alpen mit einer solchen Zone nicht rechnen darf. Dort erhält die Gipfel-

<sup>24)</sup> Ähnlich wie heute in Grönland. Dort liegt die Eisunterkante bzw. die Oberfläche des festen Untergrundes oft niedriger als die heutige Schneegrenze. Trotzdem erfolgt dort Firnzuwachs, weil nämlich die Oberkante des Eises über die Schneegrenze hinausragt.

<sup>25)</sup> *Streiff-Becker*, zitiert nach v. *Drygalski* und *Machatschek* 1942, S. 35.

<sup>26)</sup> Vgl. die ausführlichen Literaturhinweise in *Troll* 1943.

liche Schneegrenze zu dem Ergebnis, daß die Ablation um 2 m Wasserhöhe größer oder dreimal so groß gewesen ist als die Niederschläge. Das ist jedoch absurd; denn die Schneegrenze liegt ja gerade dort, wo Niederschläge und Ablation sich die Wage halten.

Setzt man, in nicht erlaubtem Widerspruch zu den heutigen Ablationsbeobachtungen, die Ablation an der würmeiszeitlichen Schneegrenze nur mit 1 m Wasserhöhe an, so wird das Ergebnis auch nicht überzeugender. Dann hat man zwar an der würmeiszeitlichen Schneegrenze scheinbar das erforderliche Gleichgewicht zwischen Ablation und Zuwachs. Man kommt dann aber für die Höhenlagen der heutigen Schneegrenze zwangsläufig auf eine wesentlich geringere Schneeablation, muß also dann dort auch geringere Niederschlagsmengen ansetzen, und ist, da die Niederschläge an der würmeiszeitlichen Schneegrenze nicht viel davon abgewichen haben können, genau so weit wie vorher.

Diesen Widerspruch kann man auch nicht aus dem Wege räumen, wenn man für die Höhen um 2600 m doch vergleichsweise große Niederschlagsmengen ansetzt und die damals nicht höhere Schneemuldenerfüllung auf eine größere Abwanderungsgeschwindigkeit zurückführt. Daß damit die Beweisführung *Pencks* ohnehin jede Beweiskraft verlieren würde, da ja die Zunahme der Abflußgeschwindigkeit erst recht bei Zunahme der Niederschläge ohne Temperaturabnahme eintreten würde, braucht uns nicht zu stören. Denn für die Abkühlung haben wir andere Beweise genug, sind also nicht mehr auf die ursprüngliche Beweisführung *Pencks* angewiesen. Aber auch unabhängig davon ist eine solche Annahme nicht erlaubt. Zwar reagiert die Gletscher- und Firnbewegung sehr fein selbst auf geringe Zunahmen der Firnmächtigkeit. Sie kann sich bei keineswegs großer Verstärkung der Firnaufgabe auf das Zehnfache und mehr steigern<sup>29)</sup>. Dabei sind, was die Beweiskraft dieser Beobachtung noch verstärken würde, die größten Fließgeschwindigkeiten in den Alpen im Winter beobachtet worden, nämlich in der Jahreszeit jeweils größter Firnmächtigkeit<sup>30)</sup>. Aber man darf diese Beobachtungen nicht ohne weiteres auf die pleistozänen Kaltzeiten anwenden. Im heutigen Klima gehen

region die höchsten Niederschläge. Eine Abnahme der Niederschläge findet erst darüber in einer bisher noch nicht bekannten Höhe statt. Selbst eine würmeiszeitliche Senkung einer Zone der maximalen Niederschläge um 1000 m würde diese Zone günstigstenfalls in eine Höhenlage zwischen der Gipfelregion und der heutigen Schneegrenze, nie aber in die Nähe der würmeiszeitlichen Schneegrenze gebracht haben können.

<sup>29)</sup> v. *Drygalski* und *Machatschek* 1942, S. 207.

<sup>30)</sup> a. a. O. S. 109 f.

Firn und Gletscher nahe der Schneegrenze infolge der Durchfeuchtung mit sommerlichem Schmelzwasser mit einem erstaunlich großen Wärmevorrat in den Winter hinein<sup>31)</sup>. Die dadurch bewirkte hohe Beweglichkeit des Eises ist es, die die Abflußgeschwindigkeit so kräftig auf den winterlichen Schneezuwachs reagieren läßt. In der Würmeiszeit kann aber in alpinen Höhen über 2600 m — entsprechend also den heutigen Verhältnissen in 3600 m — von einer starken Durchfeuchtung des Firns keine Rede gewesen sein. Da bei tiefen Temperaturen die Abflußgeschwindigkeit des Eises grundsätzlich geringer ist, kann somit bei damals ungefähr gleicher Schneerfüllung die Abflußgeschwindigkeit des Firns in Höhenlagen um und über 2600 m nur geringer und keinesfalls größer gewesen sein als heute.

Wie man es also auch anpackt, so klappt hier ein scheinbar unlöslicher Widerspruch zwischen den Beobachtungstatsachen und den Schlüssen, die man aus diesen Beobachtungstatsachen eigentlich ziehen müßte. Man kommt bei sinnvoller Anwendung der bisher bekannten Tatsachen nur dann zu einem befriedigenden Ergebnis, wenn man annimmt, daß in der Würmeiszeit die Verhältnisse in 1600 m Höhe (würmeiszeitliche Schneegrenze) und in 2600 m (heutige Schneegrenze) ungefähr identisch waren. Und das ist nach unseren bisherigen Vorstellungen über die eiszeitlichen Temperaturverhältnisse schlechterdings unmöglich.

Eine gewisse Diskrepanz besteht auch, wenn zwar nicht ganz so augenfällig, zwischen der Temperaturdepression, die man aus der alpinen Schneegrenzdepression errechnen kann, und den neuesten Temperaturberechnungen, wie sie *Poser* (1947 a und b, 1948) in größenordnungsmäßiger Übereinstimmung mit *Soergel* (1942) auf Grund ganz anderer Beobachtungstatsachen für das würmeiszeitliche Mitteleuropa in so überzeugender Weise angestellt hat. Diese Diskrepanz ist immerhin so groß, daß *Soergel* (1942, S. 59, 61), gestützt auf die von ihm errechneten Zahlen, die Benutzbarkeit der eiszeitlichen Schneegrenzdepression für eine Berechnung der Temperaturerniedrigung bei dem augenblicklichen Forschungsstande überhaupt bezweifelt. Aber gerade diese Diskrepanz ist es, die uns den Schlüssel für die Lösung des scheinbar verworrenen Problems liefern wird. *Poser* (1947 a, SA S. 7) ist an Hand der von ihm konstruierten Grenze von Frostbodenerscheinungen und der würmeiszeitlichen Waldgrenze für das östliche Alpenvorland zu einer Jahrestemperatur von  $-2^{\circ}$  und einer Julitemperatur von  $+10^{\circ}$  gekommen. Nach den Un-

<sup>31)</sup> a. a. O. S. 83 ff.



tersuchungen von Göbrs (1952) über das Klima an der Grenze der ewigen Gefrornis wird man die Jahrestemperatur besser durch  $-5^{\circ}$  ersetzen. Ebenso ist die Annahme von  $+10^{\circ}$  Julitemperatur für die Waldgrenze bekanntlich nicht immer richtig. An den schönen Ableitungen Posers wird dadurch jedoch nichts Grundsätzliches geändert. Für Mitteleuropa muß man die nach Poser (z. B. 1947 b, S. 235) gesicherten besonders niedrigen Sommertemperaturen und die ebenfalls sehr tiefen Wintertemperaturen in Rechnung stellen. Man kommt dann für die tieferen Lagen Mitteldeutschlands auf eine mindestens einige Grade tiefere Jahrestemperatur, d. h. auf höchstens  $-7^{\circ}$  bis  $-8^{\circ}$  oder noch niedriger. Das ist, verglichen mit der heutigen Jahrestemperatur der gleichen Höhenlage ( $+8^{\circ}$ ) eine Temperaturdepression von mindestens  $15^{\circ}$  und nicht wie in den Alpen  $5^{\circ}$ . Das Ergebnis Soergels (1942, S. 80), der für Thüringen auf eine Senkung der Jahrestemperatur von mindestens  $13,4^{\circ}$  kommt, stimmt damit vorzüglich überein.

Diese übergroße Depression läßt sich auch nicht durch zusätzliche Abkühlung infolge abeisiger Winde erklären. Denn einerseits darf, wie Büdel (1949, S. 110, 137) dargelegt hat, die unmittelbare abkühlende Wirkung abeisiger Winde nicht überschätzt werden<sup>32)</sup>. Außerdem müßte die abkühlende Wirkung des Eises besonders groß über dem Eise selbst sein. Sie müßte also in den Alpen mit ihrer immerhin starken Vereisung mindestens so groß sein wie in Mitteleuropa. Die Differenz Alpen—Mitteleuropa wird also durch Berücksichtigung der unmittelbaren Eiswirkung nicht erklärt. Auch wenn man die abkühlende Wirkung nur dem nordischen Inlandeis und nicht der kleineren alpinen Vereisung zugestehen wollte, so würde man mit den Tatsachen in Konflikt kommen. Dann müßten wir von Norden nach Süden eine besonders starke Erwärmung, stärker als sie der Breitenlage entspricht, haben. Das ist jedoch nach den Ergebnissen Büdels (1949) und seiner Schülerin M. Bruschi (1949) nicht der Fall<sup>33)</sup>.

Die Diskrepanz zwischen der alpin fundierten und der mitteleuropäisch fundierten kaltzeitlichen

Temperaturdepression wird auch nicht viel kleiner, wenn man nicht auf die Jahresmitteltemperatur, sondern besser auf die Sommertemperatur, also nach dem Vorgange von Büdel (1949), v. Klebelsberg (1949, S. 434) und Klute (1951) auf die Julitemperatur abhebt. Man würde dann aus der Schneegrenzdepression auf eine würemeiszeitliche Depression der Julitemperatur in den Alpen von etwa  $5^{\circ}$  schließen müssen. Für Mitteleuropa kommt man, den Gedankengängen Posers folgend, günstigstenfalls auf eine würemeiszeitliche Julitemperatur von  $+7^{\circ}$  bis  $+8^{\circ}$ . Aus Klutes Karte (1951, Abb. 2) kommt man sogar, wenn man die von ihm vorgenommene Reduktion auf den Meeresspiegel wieder rückgängig macht, für eine Höhenlage von 2—300 m nur auf günstigstenfalls  $+6^{\circ}$ . Gegenüber der heutigen Julitemperatur von 16 bis  $18^{\circ}$ <sup>34)</sup> bedeutet das eine Depression um rund  $10^{\circ}$ . Soergel ist für Thüringen auf eine sommerliche Temperaturdepression von mindestens  $9,3^{\circ}$  bis  $11^{\circ}$  (1941, S. 7; 1942, S. 78, 80) gekommen. Also ist auch die Depression der Julitemperatur in Mitteleuropa etwa doppelt so groß als in den Alpen.

Für diesen Unterschied der mitteleuropäischen von der alpinen Temperaturdepression ist offensichtlich nicht die Entfernung von den Alpen verantwortlich zu machen. Denn wir erhalten die gleiche überstarke Depression auch, wenn wir die Ergebnisse Posers z. B. auf die Oberrheinische Tiefebene anwenden. Wir kommen jedoch sofort auf die Ursache des Unterschieds, wenn wir die verschiedenen Höhenlagen berücksichtigen. In den niederen Lagen, also in Mittel- und Norddeutschland und ebenso in den tieferen Lagen Süddeutschlands ist die Temperaturdepression vergleichsweise groß; in den höheren Lagen, also in den Alpen, ist sie gering.

In die gleiche Richtung weist das Verhalten der Vegetation. Firbas hat mehrfach (so 1934, 1939, 1951) darauf aufmerksam gemacht, daß die kaltzeitliche Depression der Vegetationsareale wesentlich stärker war als die Depression der Schneegrenze, und zwar sowohl nördlich als auch südlich der Alpen. Man dürfe daher „die glaziale Depression der Schneegrenze zu einer Ableitung der glazialen Vegetationsverhältnisse nicht verwenden.“ Büdel (1949, S. 111) hat das, unter Beschränkung auf die Baumgrenze, aus der Trockenheit des damaligen Klimas erklären wollen<sup>35)</sup>, wie sie durch das Auftreten würemeiszeitlicher Steppenvegetation erwiesen sei. Infolge dieser

<sup>32)</sup> Etwas anders Klute 1951, S. 275.

<sup>33)</sup> Nach den von M. Bruschi entworfenen und von Büdel etwas abgewandelten Karten der heutigen und der würemeiszeitlichen Schneegrenzen ist der Temperaturabfall in der Würemeiszeit von der gleichen Größenordnung wie heute. Allerdings bedürfen diese schönen Karten noch einer kleinen Korrektur infolge der von Poser und Hövermann kürzlich (1951) erwiesenen Harzvereisung. Man muß dort die würemeiszeitliche Schneegrenze um einige hundert Meter tiefer ansetzen, als es Bruschi getan hat, nämlich auf 700 m. Die 1000 m- und die 750 m-Linie verlaufen also merklich weiter südlich. An der Ähnlichkeit des würemeiszeitlichen mit dem heutigen Temperaturabfall von Süden nach Norden wird dadurch wenig geändert.

<sup>34)</sup> Hoffmeister und Schnelle 1945, Karte 2.

<sup>35)</sup> Auch Firbas (1951, S. 7) schließt für die kaltzeitliche Höhengrenze des Waldes so.

Trockenheit habe der Baumwuchs seine eigentliche thermische Grenze nicht erreichen können. Diese Erklärung reicht jedoch nicht aus. Denn einerseits besteht nach *Firbas* (1939, S. 85), der sich dabei auf *Nathorst* und *Weber* stützt, die Vegetation der waldfreien Flächen in der Würmeiszeit aus „Kriechweiden und Zwergsträuchern, Kräutern und Gräsern, durchsetzt von braunmoosreichen Sümpfen und einer armen Wasservegetation“ (im Original nicht gesperrt). Örtlich dürfte also stets genügend Wasser zur Verfügung gestanden haben. Auch das heutige Landschaftsbild polarer Gebiete, so z. B. auf Spitzbergen, zeigt, daß unter polarem Klima selbst bei recht geringen Niederschlägen stets große Flächen mit genügender Feuchtigkeit vorhanden sind. Außerdem äußert sich das Auseinandergehen von Wald- und Schneegrenzdepression nicht nur in der Waldgrenze, sondern betrifft auch die Bestände der Wälder. Von der Schneegrenzdepression ausgehend, sollte man nämlich am Südrand der Alpen in der Würmeiszeit Wälder erwarten, die einer etwas wärmeren Temperatur entsprechen, also Buchenwälder. Dort treten nun nicht, wie es bei mangelnder Feuchtigkeit nötig wäre, Trockengehölze auf, sondern ebenfalls Wälder, aber von subarktisch-subalpinem Charakter, unterbrochen durch ausgedehnte Versumpfungsfächen<sup>36)</sup>. Diese Diskrepanz zwischen Verhalten der Schneegrenze und Verhalten der Vegetation dürfte nur thermisch zu erklären sein. Sie ist m. E. auf eine vergleichsweise stärkere Abkühlung in denjenigen Höhenlagen zurückzuführen, wo Vegetation damals noch vorkam, d. h. in den tieferen Lagen.

Wir haben somit in Mitteleuropa und sogar südlich der Alpen eine kräftige Abnahme der kaltzeitlichen Temperaturdepression mit zunehmender Höhe. Das legt die Vermutung nahe, daß in einer gewissen Höhe die kaltzeitliche Temperaturdepression nahezu Null gewesen ist. Und zwar war das ungefähr die Höhenlage der heutigen Schneegrenze. Alle oben dargelegten Widersprüche, die sich aus der pleistozän-rezent unveränderten Schneemuldenerfüllung ergeben, werden damit nämlich mit einem Schlage beseitigt. Wir brauchen, um beim Beispiel des Claridenfirns zu bleiben, nun nicht mehr eine sehr viel kleinere würmeiszeitliche Ablation in Höhe der heutigen Schneegrenze gegenüber der würmeiszeitlichen Schneegrenze zu verlangen, und wir kommen dadurch, ohne mit den denkbaren Niederschlagshöhen in Konflikt zu kommen, endlich zu dem erforderlichen Gleichgewicht von Niederschlag und Ablation an der kaltzeitlichen Schneegrenze.

<sup>36)</sup> *Firbas* und *Zangheri* 1934.

Das überraschende Ergebnis einer kaltzeitlich-rezent praktisch unveränderten Temperatur in ungefährender Höhe der heutigen Schneegrenze würde mit großer Wahrscheinlichkeit in sich schließen, daß auch in den Höhenlagen darüber keine kaltzeitliche Temperaturdepression stattgefunden hat. Auch das läßt sich, wenn auch vorläufig noch recht unsicher, durch die unmittelbare Beobachtung bestätigen. Mindestens kann man es durch weitere Beobachtungen vielleicht nachprüfen.

Man kann nämlich den Hinweis *Pencks* auf die glazial nicht stärkere Schneemuldenerfüllung auch, was *Penck* selbst gar nicht gemeint hat<sup>37)</sup>, auf die gesamte Umrandung der Schneemulden beziehen, also insbesondere auch auf den oberen Firnrand. In größeren Höhen ist die Schneefüllung sonst ähnlicher Firnmulden gleich größer. Der Schnee reicht nämlich am oberen Rand der Firnmulde vergleichsweise viel höher hinauf, als es in den tiefer (also nahe der Schneegrenze) gelegenen Firnmulden der Fall zu sein pflegt. Wand- oder richtiger Steilhangverfirnungen und -Vereisungen mit ihren steilen Eishängen, wie sie jedem Alpinisten aus Höhen zwischen 3500 und 4000 m und darüber in den Alpen geläufig sind und wie wir sie noch schöner an den Hochgipfeln des Himalaja und etwa der südamerikanischen Hochanden (vgl. Abb. 5) haben, fehlen in den Alpen in Höhenlagen um 3000 m fast völlig. Nach dem eingangs Dargelegten hat das weniger mit der Ernährung des Firns zu tun als mit der Ablation. Sie ist in größeren Höhen geringer. Es muß also auch bei solchen (steilen) Hangwinkeln noch zur Verfirnung kommen, wo in den tieferen Lagen der Schnee infolge Durchnässung als Lawine zu Tal geht und der Rest der Ablation zum Opfer fällt. Wir sind daher berechtigt, den eingangs aus dem heutigen Gletscherrückgang gezogenen Schluß — Senkung des oberen Firnrandes als Folge verstärkter Ablation — umzudrehen und für die Zeiten verminderter Temperatur und verminderter Ablation ein Anwachsen des Schnees über den heutigen Firnrand hinaus zu fordern.

Durch eine kaltzeitliche Schneegrenzdepression um 1000 m, wenn wir sie aus einem allgemeinen Temperaturrückgang erklären, würden obere Firnränder, die heute nur wenig über 3000 m liegen, in klimatischen Verhältnissen gewesen sein, wie sie heute in 4000 m und darüber herrschen. In den Kaltzeiten müßte also am oberen Rande dieser Schneemulden eine erhebliche Hangvergletscherung geherrscht haben. Ich bin nun, da

<sup>37)</sup> v. *Drygalski* 1919 (S. 34) hat *Penck* hier offenbar mißverstanden, wodurch seine Widerlegung der Beobachtung *Pencks* hinfällig wird.

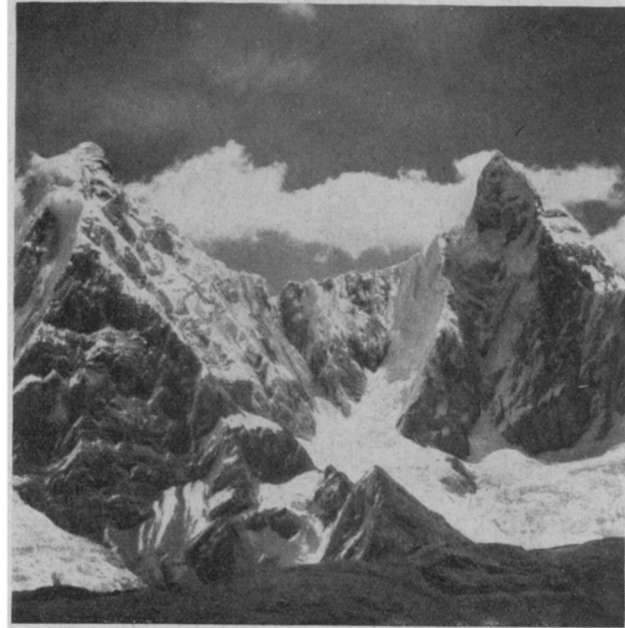
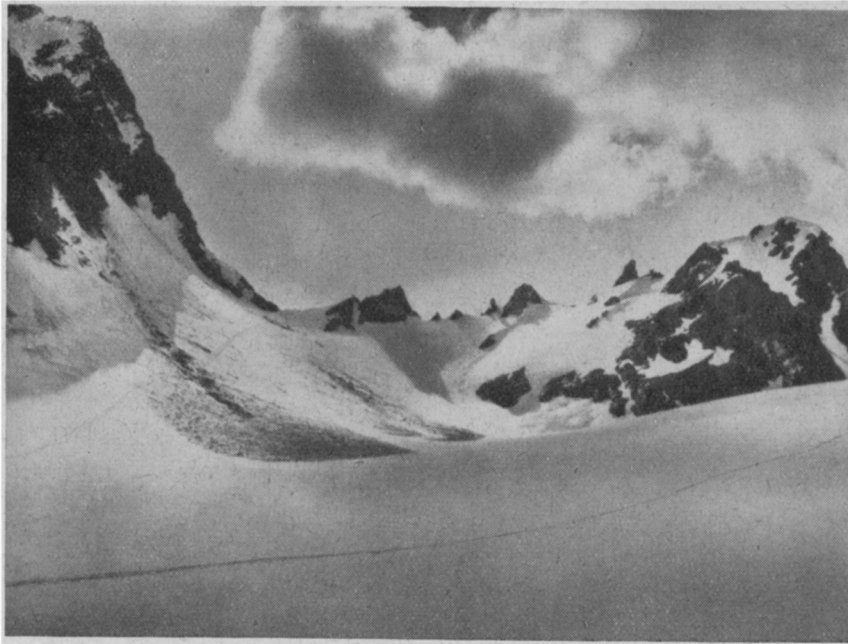
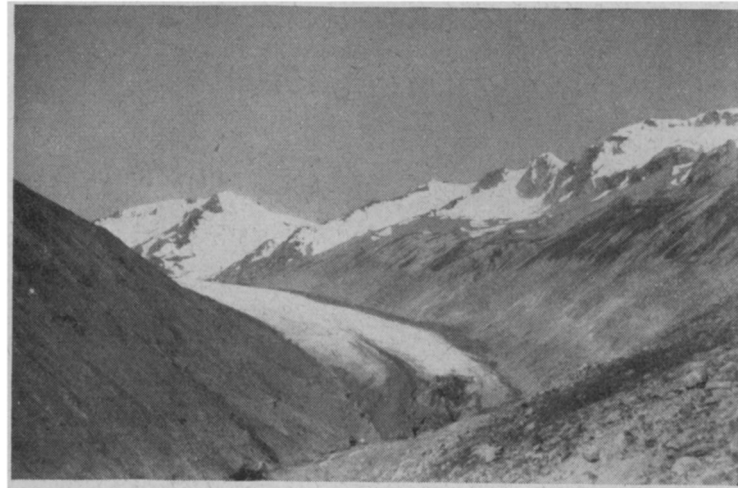


Abb. 1 (links oben): Der Hintereisferner mit Blick auf Weißkugel etwa 1920. Nach einer käuflichen Photographie.  
Abb. 2 (rechts oben): Der Hintereisferner mit Blick auf Weißkugel August 1951 von ungefähr dem gleichen Standpunkt wie Abb. 1. Die Gletscherstirn in starkem Verfall. Photo: Beuermann.

Abb. 4 (links unten): Firnmulde am Madatschjoch (3033 m) im Kaunergrat, Engadin, mit 2 Lawinen. Nach einer käuflichen Postkarte.  
Abb. 5 (rechts unten): Yerupajá (Peru), P. 17 und 18. Hangvereisung im Mittelgrund halbrechts in oberer Fortsetzung der Gletschermulde.  
Photo: Kinzl 1936.

ich früher nie darauf geachtet habe und da die Beobachtungsmöglichkeiten ohnehin sehr gering sind, nicht sicher und habe auch im Schrifttum keine Angaben darüber gefunden, ob man derartigen reinen Hanggletschern in ihren oberen Partien eine merkliche Schlifffwirkung zutrauen darf. Nach dem Aussehen der Rückwände heute eisfreier Kare sollte man es eigentlich annehmen. Aber auch soweit heute schneefreie Kare dagegen zu sprechen scheinen, ist das kein Gegenbeweis. Denn sie lagen ja früher in Höhen, wo die kaltzeitliche Temperatur etwa der der heutigen tiefer gelegenen Schneemulden entsprach, können also keine Steilhang-Vergletscherung gehabt haben. Wenn wir mit einer schleifenden Wirkung der Steilhang-Vergletscherung in größeren Höhen rechnen wollen — was natürlich noch genauer nachgeprüft werden müßte — so ist es sehr bemerkenswert, daß wir heute an den Rückwänden oberhalb des rezenten oberen Firnrandes anscheinend keine solchen Gletscherschliffe finden. An sich können natürlich früher vorhanden ge-

wesene Gletscherschliffe durch die starke physikalische Verwitterung an den Rückwänden der Schneemulden zerstört sein. Aber etwas weiter abwärts haben wir auch eine keineswegs geringe physikalische Verwitterung und finden doch wenigstens hier oder da kaltzeitliche Gletscherschliffe, so daß ein völliges Fehlen von Schliffen doch eine gewisse Beweiskraft haben würde. Es würde darauf hindeuten, daß nicht nur an der heutigen Firnlinie, sondern auch in den Höhen oberhalb der heutigen Firnränder, also im Mittel etwa zwischen 3000 und 3500 m Meereshöhe, in der Würmeiszeit keine niedrigere Temperatur als heute geherrscht hat.

Wie man sich das kaltzeitliche Temperaturbild über Mitteleuropa vorstellen muß, zeigen die Abbildungen 6 und 7. Die Profile machen auf zahlenmäßige Genauigkeit keinen Anspruch; sie sollen nur die Vorstellung erleichtern. Man sieht, daß wir im Jahresmittel eine ausgesprochene Temperaturumkehr haben, während sich im Sommer nur eine starke Verminderung der Temperaturzunahme von oben nach unten zeigt. Die leichte S-Krümmung im unteren Teil der Julikurve soll der Tatsache Rechnung tragen, daß ohne eine zwar geringe, aber immerhin merkliche Temperaturerniedrigung zwischen der heutigen und der damaligen Schneegrenze das starke Anwachsen der Verfirnung wohl schlecht erklärbar wäre.

Wir dürfen aus dem Vergleich der Jahres- und der Sommerkurve vermuten, daß wir im Winter eine noch stärkere Temperaturumkehr haben als im Jahresmittel. Das deckt sich mit der von Soergel (1942, S. 80) und Poser (1948, S. 64) erwiesenen sehr großen kaltzeitlichen Winterkälte in Mitteleuropa und steht auch sonst im Einklang mit unseren meteorologischen Vorstellungen. Im Winter sind Temperaturinversionen auch heute eine durchaus häufige Erscheinung, insbesondere in ohnehin kalten Gebieten. Im kaltzeitlichen Sommer wurden solche Inversionen durch die größere Einstrahlung bei steigendem Sonnenstand gemildert oder gar zeitweilig ganz aufgehoben. Als Sommer-Mittelwert kommt dann nur eine stark verminderte Temperaturabnahme mit der Höhe heraus. Rein physikalisch betrachtet ist sowohl die winterliche als auch die sommerliche Temperatur- bzw. Luftschichtung äußerst stabil, also keinesfalls unmöglich.

Es verdient m. E. Nachprüfung, ob derartige kaltzeitliche Temperaturinversionen<sup>38)</sup> außer in

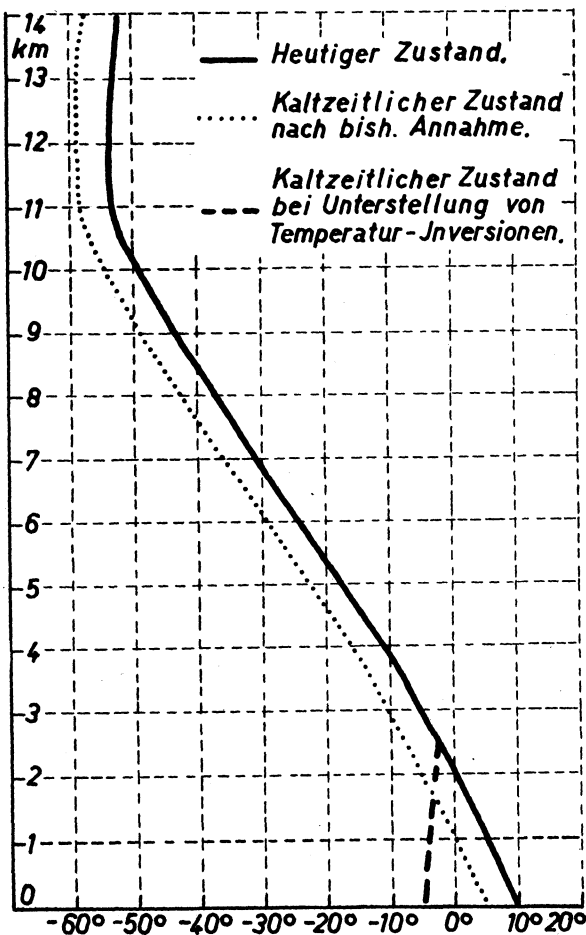


Abb. 6: Mittlere Jahrestemperatur in verschiedenen Höhen

<sup>38)</sup> Ich benutze der Einfachheit halber diesen Ausdruck weiterhin auch für die sommerliche Temperaturschichtung, obwohl es sich dabei ja nicht um eine richtige Inversion handelt, sondern nur um ein Abschwächen der Temperaturzunahme, die bei abnehmender Höhe normal wäre. Für

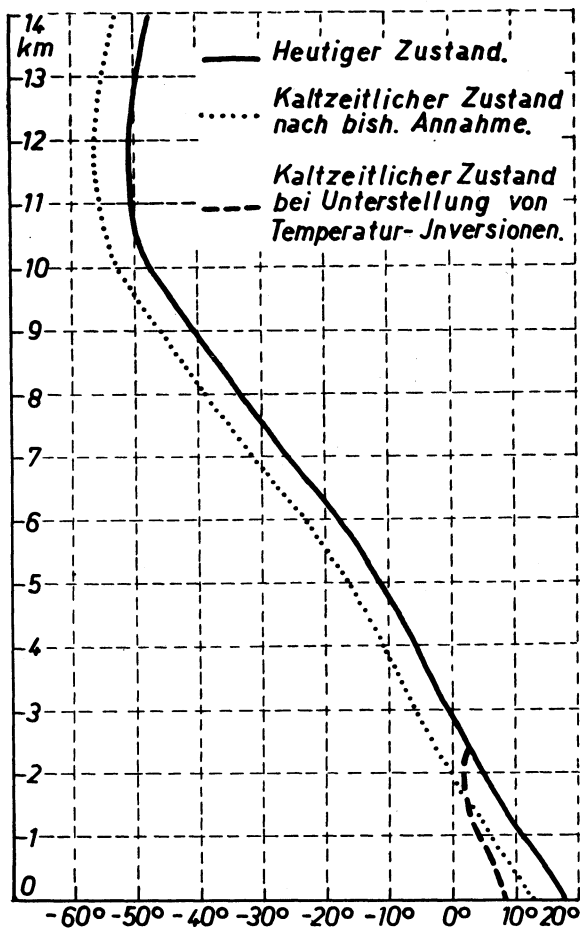


Abb. 7: Julitemperatur in verschiedenen Höhen

Europa auch in den anderen Vereisungsgebieten vorgelegen haben. Für Nordamerika mit seinen offensichtlich recht ähnlichen eiszeitlichen Verhältnissen ist das immerhin wahrscheinlich. Dort dürfte es auch an Hand des sehr umfangreichen Beobachtungsmaterials am leichtesten nachprüfbar sein. Aber auch für Südamerika mag Ähnliches in Frage kommen. Durch Annahme einer Inversion könnte nämlich ein Widerspruch gelöst werden, der mich seit Jahrzehnten beschäftigt. Nach meinen eigenen Beobachtungen in der chilenischen Hochkordillere (1928 a) ist die formenmäßige Auswirkung der Eiszeit dort ziemlich schwach. Kurze Zeit später hat *Brüggen* (1929) dargelegt, daß dort die Vereisung besonders weit in das Vorland, in die Große Längssenke, vorgestoßen, also besonders stark gewesen sei. Bis-

unsere Fragestellung besteht da kein grundsätzlicher Unterschied. Außerdem dürfte auch die sommerliche Temperaturschichtung bedingt sein durch eine Häufung von Wetterlagen mit echter Inversion.

her habe ich geglaubt, dieser Unterschied der Ergebnisse beruhe auf dem verschiedenen Schwerpunkt unserer beiderseitigen Beobachtungen. *Brüggen* habe mehr auf die Reichweite der Vereisung, an Hand der Ablagerungen, ich mehr auf die Ausprägung des glazialen Formenschatzes im Gebirge geachtet. Die Annahme einer zwar starken (also weitreichenden), aber kurzfristigen (also formenmäßig nicht sehr wirkungsvollen) Vereisung würde beiden Beobachtungen genügen. Ebenso kann man jedoch auch eine Temperaturinversion heranziehen. Dabei braucht dann die hochandine Vereisung gar nicht allzu stark gewesen zu sein. Das Eis kann trotzdem, infolge der niedrigen Temperaturen der tieferen Lagen, weit in das Vorland hinausgereicht haben.

Leider wissen wir so gut wie nichts über die flächenhaft sehr wichtigen regenfeuchten Tropen. Die Schneegrenzdepression war dort ziemlich gering, nach *Klute* (1928) nur 600—800 m. Das würde unter Berücksichtigung der dortigen Temperaturabnahme mit der Höhe einer Temperaturdepression von etwa 3° oder sogar weniger<sup>39)</sup> entsprechen. Aber wir wissen, wenn wir an der „universellen“ Temperaturabnahme nunmehr zweifeln müssen, nicht, auf welche Luftmassen sich diese Temperaturdepression erstreckt hat und wie sie etwa zustande gekommen sein kann. Auch über das kaltzeitliche Klima über dem Ozean sind wir recht ungenau unterrichtet. Vermutlich war das kaltzeitliche Oberflächenwasser des Nordatlantik sogar in Äquatornähe kühler als heute<sup>40)</sup>.

Betrachtet man das Gesicherte und die daraus sich ergebenden Möglichkeiten im Zusammenhang, so müssen wir auf jeden Fall damit rechnen, daß die eigentliche Abkühlung während der pleistozänen Kaltzeiten nur eine vergleichsweise dünne, in Europa nur etwa 2500 m mächtige Luftschicht betroffen hat. Es steht nun fest, daß einige Gebiete der Erde, nämlich mindestens die Antarktis und die nordchilenische Hochwüste<sup>41)</sup> während der pleistozänen Kaltzeiten nicht nur nicht kälter, sondern sogar wärmer waren als heute. Damit stehen den — unter Berücksichtigung der Gesamtwärmemenge der Atmosphäre — ohnehin nicht allzu stark abgekühlten Gebieten der

<sup>39)</sup> *A. Penck* (1927, S. 84) gibt — nur auf Grund der Beobachtungen Klutes am Kilimandscharo — eine Temperaturerniedrigung von 4° für die Tropen an. Gegenüber der von ihm angenommenen Temperaturdepression in den Alpen von nur 3—5° bei einer Schneegrenzdepression von 1000—1200 m ist das recht viel. Man hat den Eindruck, daß *Penck*, besonders auch in seiner Arbeit von 1938, sich dem suggestiven Einfluß der von anderen allmählich immer größer errechneten Werte für die eiszeitliche Temperaturdepression nicht hat entziehen können.

<sup>40)</sup> Näheres darüber vgl. *Schott* 1935, S. 122 f.

<sup>41)</sup> Vgl. ausführlicher oben Anm. 17.

Erde andere, keineswegs kleine Gebiete gegenüber, die gleichzeitig eine Erwärmung aufweisen. Die „kaltzeitliche“ Gesamt-Abkühlung der Erde mag also sehr viel geringer sein, als man bisher annehmen durfte. Es ist sogar, wie ich glaube, nicht ausgeschlossen, daß die Gesamtwärmemenge der Erde während der Kaltzeiten die gleiche war wie heute. Nur die Verteilung über die Erde und über die Atmosphärenschichten braucht anders gewesen zu sein als heute. Unsere Analyse der eiszeitlichen Temperaturverhältnisse würde somit nicht nur die geographisch wichtige Deutung zahlreicher pleistozäner Vorzeitformen, sondern auch das Problem der wirklichen Ursache der Eiszeit auf ein anderes Geleise schieben und m. E. sehr erleichtern.

Man braucht nun nicht als „Ursache“ der Eiszeit eine „allgemeine, primäre Temperaturänderung“ anzunehmen, wie es von *Penck* (1909 bis 1938) bis *Büdel* (1949, S. 8) die meisten Forscher getan haben, oder eine allgemeine Niederschlagszunahme, bedingt durch eine Zu- oder Abnahme der atmosphärischen Zirkulation, wozu unter anderen v. *Drygalski* (1919), *Meinardus* (z. B. 1937) und auch der Verfasser (1929) mehr neigten, wobei dann der jeweils vernachlässigte andere meteorologische Faktor mehr oder minder zurechtdiskutiert wurde. Insbesondere wird man den Vermutungen über eine pleistozäne wesentliche Änderung der Solarkonstante skeptisch gegenüberstehen müssen; denn bei einer solchen Annahme würde das pleistozän-rezent ungefähre Gleichbleiben der Temperatur in den Alpen in 2500 m Meereshöhe nur schwer erklärt werden können. Man braucht in Wirklichkeit nur, wie es auch *Flohn* (1950) jüngst zur Diskussion gestellt hat<sup>42)</sup>, an eine andere Anordnung der vorherrschenden Großwetterlagen zu denken. Das kann durch recht kleine Anfangsimpulse ausgelöst sein.

Welche Wetterlagen nun im Einzelnen für die immerhin sehr eigenartige kaltzeitliche Luftschichtung in Mitteleuropa verantwortlich gemacht werden können, ist fast müßig zu erörtern. Denn da ist der Spekulation ein weiter Spielraum gelassen. Für den Winter, den Herbst und wohl auch den Frühling sind Wetterlagen mit kräftigen Inversionen leicht vorstellbar. Schwieriger

ist die Vorstellung schon für den Sommer, wo wir Wetterlagen brauchen, die nicht nur eine kalte Luftmasse in den unteren Schichten der Atmosphäre schaffen, sondern sie auch trotz der starken sommerlichen Sonneneinstrahlung einigermaßen aufrecht erhalten. Man müßte hier mit häufigen Einbrüchen von kalten Luftmassen von Norden her rechnen, die sich unter warme Luft schoben. Daß eine Inversionswetterlage nicht dauernd, d. h. das ganze Jahr über, geherrscht hat, ist selbstverständlich. Hinreichende Unterbrechungen durch niederschlagsbringende Wetterlagen müssen auch damals stattgefunden haben. Wie weit derartige Wetterlagen erklärt werden können aus dem Vorherrschen der meridionalen Zirkulation im Sinne *Flohns*, sei hier nicht diskutiert. Endgültiges darüber zu sagen, wird erst möglich sein, wenn wir bessere Vergleiche mit anderen Gebieten, z. B. Nordamerika, ziehen können und insbesondere sehr viel besser über die pleistozänen Temperaturverhältnisse in Asien, in den regenfeuchten Tropen und über den Weltmeeren Bescheid wissen.

#### Zusammenfassung.

Die Karte eines Teils der Zillertaler Alpen von Finsterwalder und ebenso verschiedene Zufallsbeobachtungen zeigen, daß der eindrucksvolle Gletscherrückgang des letzten Jahrhunderts auch die allerobersten Firnpartien längs des oberen Firnrandes erfaßt hat. Dort ist der Schneezuwachs stets ausreichend. Somit kann als Ursache nur vermehrte Ablation in Frage kommen (S. 147 f). Eine Abhängigkeit dieses Firnrückgangs von der Exposition ist nicht erkennbar. Damit wird eine einfache Wärmezunahme als maßgebender Faktor wahrscheinlich gemacht (S. 148 f).

Man kann also aus der unmittelbaren Geländebeobachtung Aussagen über die klimatische Bedingtheit des Firnrückgangs machen. Das ermutigt dazu, Beobachtungen über die Schneemulden-erfüllung auch für die pleistozänen Kaltzeiten, richtiger für die Würmeiszeit, anzustellen. Eine kaltzeitliche Temperaturdepression war in Mitteleuropa zweifellos vorhanden, aber keineswegs überall gleich groß (S. 149 f). Auch wenn man der Annahme einer pleistozänen Temperaturabnahme zustimmt, bleiben immer noch Widersprüche. Der wichtigste betrifft den bekannten Schluß *A. Pencks* aus der pleistozän nicht größeren Erfüllung der alpinen Schneemulden auf eine Temperaturdepression. Rechnet man nämlich die Verhältnisse auf Grund der bekannten Zahlen über Ablation und Niederschläge durch, so kommt man, wie man es auch anfängt, zu einem unsinnigen Ergebnis (S. 150 f).

<sup>42)</sup> Aus seiner neuesten, mir erst nach Abschluß vorliegenden Manuskriptes bekanntgewordenen Arbeit (1951) erkennt man allerdings, daß *Flohn* trotzdem an einer kaltzeitlichen allgemeinen Abkühlung (im Mittel 5°) festhält. Wenn man die Kaltzeiten auf eine Häufung heute seltenerer Wetterlagen zurückführt (*Flohn* a. a. O.), so braucht man daraus eigentlich keine universelle Abkühlung abzuleiten, so lange man die einzelne Wetterlage nicht auch mit einer universellen Abkühlung parallelisiert.

Eine kritische Durchsicht der neuesten Temperaturberechnungen für die Würmeiszeit zeigt, daß damals die Temperaturdepression in den tieferen Lagen am größten war und nach oben zu abnahm (S. 152 ff.). Darauf deutet auch die würmeiszeitliche Verteilung der Vegetation hin (S. 153 f.). In der Höhenlage etwa der heutigen alpinen Schneegrenze und ebenso in den Atmosphärenschichten darüber hat kaltzeitlich vermutlich keine erhebliche Temperaturdepression geherrscht. Damit erhalten die Berechnungen über die Schneemulden-erfüllung ohne weiteres ein sinnvolles Ergebnis (S. 154).

Wir haben somit in der Würmeiszeit über Mitteleuropa im Jahresmittel eine deutliche Temperaturinversion, im Sommermittel eine inversions-ähnliche Temperaturschichtung gehabt. Die Grenzschicht liegt — immer nur größenordnungsmäßig — in 2500 m Meereshöhe (S. 156 f.). Unter Heranziehung auch anderer Gebiete (Südamerika, Antarktis) kommt man zu Folgendem (S. 157 f.): Es ist durchaus damit zu rechnen, daß die kaltzeitliche Abkühlung in den Gebieten, wo sie wirksam war, nur verhältnismäßig geringmächtige Luftschichten erfaßt hat. Da andere Gebiete der Erde gleichzeitig erwärmt worden sind, mag die wirklich allgemeine kaltzeitliche Abkühlung nur sehr gering, ja vielleicht sogar Null gewesen sein. Statt dessen muß mit der Möglichkeit einer anderen Anordnung der vorherrschenden Wetterlagen gerechnet werden.

#### Zitiertes Schrifttum

- Ahlmann, H. W.: son, Über das Entstehen von Toteis. Geol. Fören. Förhandl. 60 (1938).
- Brüggen, J., Zur Glazialgeologie der chilenischen Anden. Geol. Rundsch. XX (1929), S. 1—35.
- Brusch, M., Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und Nordamerika. Ungedr. Diss. Göttingen 1949.
- Büdel, J., Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwissenschaften 36 (1949), S. 105 bis 112 und 133 bis 139.
- v. Drygalski, E., Die Antarktis und ihre Vereisung. Sitz-Ber. der math.-phys. Kl. der Bayer. Akad. der Wissensch. zu München 1919, S. 1—42.
- v. Drygalski, E., und Machachatschek, F., Gletscherkunde. Wien 1942 (= Teil 8 der Enzyklopädie der Erdkunde).
- Firbas, F., Vegetationsentwicklung und Klimawechsel in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. Die Naturwissenschaften 27 (1939), S. 81—89 und 104—108.
- Firbas, F., Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee. Erdkunde V (1951), S. 6—15.
- Firbas, F., und Zangheri, P., Eine glaziale Flora von Forli, südlich Ravenna. Veröff. des Geobot. Inst. Rübel in Zürich 12 (1934), (SA. S. 1—13).
- Flobn, H., Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. Erdkunde IV (1950), S. 141—162.
- Flobn, H., Allgemeine Zirkulation und Paläoklimatologie. Meteorol. Rundsch. 4 (1951), S. 107—108.
- Göhrs, J., Die Klimate der ewigen Gefrornis. Ungedr. Diss. Göttingen 1952.
- v. Hann, J. (herausgeg. von Knoch, K.), Handbuch der Klimatologie, 4. Aufl., 1. Bd.: Allgemeine Klimakunde. Stuttgart 1932.
- Hoffmeister, J. und Schnelle, F., Klima-Atlas von Niedersachsen. Oldenburg 1945 (= Veröff. des Prov.-Inst. für Landesplanung und Niedersächs. Landesforsch. Hannover-Göttingen, Reihe K, Bd. 4).
- Keller, R., Der Kurs für Hochgebirgsforschung in den Zillertaler Alpen. Erdkunde VI (1952), S. 45—48.
- v. Klebelsberg, R., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 2. Bd. Wien 1949.
- Klute, F., Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. Zeitschr. für Gletscherkunde 16 (1928), S. 76 ff.
- Klute, F., Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. Erdkunde V (1951), S. 273—283.
- Meinardus, W., Über den Wasserhaushalt der Antarktis, 2. Mitt.: Der Wasserhaushalt der Antarktis in der Eiszeit. Nachr. der Ges. der Wissensch. zu Göttingen, Math.-Phys. Kl. 1928, S. 137—172.
- Meinardus, W., Allgemeine Zirkulation und Niederschlagsverteilung in der Eiszeit. Meteorol. Zeitschr. 1937, S. 255—256.
- Mortensen, H., Das Formenbild der chilenischen Hochkordillere in seiner diluvial-glazialen Bedingtheit. Ztschr. der Gesellschaft für Erdkde. zu Berlin 1928, S. 198—211 (= 1928 a).
- Mortensen, H., Über die klimatischen Verhältnisse des Eisjordan-Gebietes. Die wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen im Sommer 1926, 2. Teil. Chemie der Erde 3 (1928), S. 611 bis 638 (= 1928 b).
- Mortensen, H., Über den Abfluß in abflußlosen Gebieten und das Klima der Eiszeit in der nordchilenischen Kordillere. Die Naturwissenschaften 17 (1929), S. 98—111.
- Nüßlein, H., Kurs für Hochgebirgsforschung im Zillertal. Mitt. des Deutsch. Alpenver. 3 (1951), S. 163—165.
- Penck, A., Physiogeographie der eiszeitlichen Vergletscherung. Aus Penck, A. und Brückner, E., Die Alpen im Eiszeitalter, III. Bd. Leipzig 1909, S. 1141—1152.
- Penck, A., Die Ursachen der Eiszeit. Sitz.-Ber. der Preuß. Akad. der Wissensch., Phys.-math. Kl. 1927, S. 76—85.
- Penck, A., Europa im Eiszeitalter. Geogr. Zeitschr. 1937, S. 1—10.
- Poser, H., Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften 34 (1947), S. 9 bis 18 (= 1947 a).
- Poser, H., Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Ein Beitrag zur Bestimmung des Eiszeitklimas. Die Naturwissenschaften 34 (1947), S. 232—238 und 262—267 (= 1947 b).
- Poser, H., Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würm-Eiszeit. Erdkunde II (1948), S. 53—68.
- Poser, H. und Hövermann, J., Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. Abh. der Braunschw. Wissensch. Ges. III (1951), S. 61—115.
- Schott, W., Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans. Wissenschaftliche Ergebn. der Deutsch. Atlant. Exped. auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“ 1925—1927, Bd. III, 3. Teil, B. Berlin und Leipzig 1935, S. 43—134.

Soergel, W., Der Klimacharakter der als nordisch geltenden Säugetiere des Eiszeitalters. Sitz.-Ber. der Heidelb. Akademie der Wissenschaften, Math.-nat. Kl. 1941, 4. Abt., S. 1—36.

Soergel, W., Die eiszeitliche Temperaturerniedrigung in Mitteleuropa. Jahresber. und Mitt. des Oberrh. geol. Ver. XXXI (1942), S. 59—100.

Streiff-Becker in Mercanton, P. L., Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses. Jahrb. des Schweizer Alpencl. 1913 ff.

Troll, C., Fünfundzwanzig Jahre nordisch-arktische Gletscherforschung unter Leitung von H. W.: von Ahlmann. Geol. Rdsch. XXXIV (1943), S. 282—293.

Wagner, A., Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Die Wissenschaft 92 (1940).

## BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

### BEGLEITWORTE ZUM BLATT ST 58 MACMURDO-SOUND DER „MAP OF THE ANTARCTIC“ 1 : 1 000 000

Hans-Peter Kosack

1 Karte im Anhang

Das Komitee für die Internationale Weltkarte 1 : 1 000 000, das 1909 in London zusammentrat, veröffentlichte ein Musterblatt der für dieses Kartenwerk vereinbarten Signaturen, das auf den Konferenzen von Paris 1914 und London 1928 noch berichtigt und vervollständigt wurde (1).

Hinsichtlich der Meeresdarstellung hat *Tb. Stocks* bereits Einwände erhoben (2). Gleichmaßen unvollständig sind die Vorschriften hinsichtlich der Darstellung der Polargebiete. Die Konferenzen berücksichtigten naturgemäß in erster Linie die besiedelten Gebiete, da für sie die Veröffentlichung eines einheitlichen Kartenwerkes von besonderer Bedeutung war. Da aber die Internationale Karte wirklich eine Weltkarte werden soll, sind alle Gebiete der Erde gleichmäßig zu berücksichtigen.

Wenn das Kartenwerk nun auf polare Gebiete ausgedehnt wird, müssen wir uns die Frage vorlegen, welchen Zwecken die für Arktis und Antarktis publizierten Blätter dienen sollen. Hierzu erweist sich eine Überschau über ähnliche private Kartenwerke als zweckdienlich.

Da sich die Weltkarte bei dem heutigen Stande der Landesvermessung in außereuropäischen Gebieten nur langsam weiterentwickelte, haben verschiedene Staaten und Institutionen Kartenwerke im gleichen Maßstab, oft im gleichen Blattschnitt, aber vielfach mit eigenen Signaturen für Gebiete herausgegeben, die einer einheitlichen Karte bisher entbehrten. Es sind dies aus der neueren Zeit insbesondere die folgenden:

1. Staatliche Kartenwerke :  
Croquis de l'Afrique Française 1 : 1 000 000.  
Gosudarstvennaja Karta Sojusa SSR 1 : 1 000 000.
2. Private Kartenwerke :  
Map of Hispanic America. American Geographical Society, New York.  
Sven Hedin: Zentralasienatlas. Justus Perthes, Gotha.
3. Sonstige Kartenwerke :  
World Aeronautical Chart. Aeronautical Chart Service, Washington.

Da das letztere Kartenwerk bereits die ganze Erde umspannt, ist es geeignet, überall dort Ersatz zu bie-

ten, wo es sonst keine Millionenblätter gibt. Für die Polargebiete deckt es in der Arktis das ganze kanadische Gebiet, Alaska, Grönland und Spitzbergen, während für die Sowjetarktis die russische Staatskarte an seine Stelle treten muß. Im Südpolargebiet werden durch 33 Blätter die gesamten Küstengebiete bis auf die Südbegrenzungen von Weddell- und Ross- Meer und große Teile der Westantarktis gedeckt (3).

Da nun beide genannten Kartenwerke nicht für die Öffentlichkeit freigegeben worden sind, nützen sie der internationalen Wissenschaft nicht eben viel. Diese braucht ein Kartenwerk, das frei erhältlich ist und verschiedenen Zwecken dienen kann. Aus diesem Grunde entstand der Plan für eine neue Karte der Antarktis, welche geeignet ist, den verschiedensten Anforderungen gerecht zu werden.

Die World Aeronautical Chart besitzt zwar den Vorzug großer Einheitlichkeit, indessen hat sie einige Nachteile aufzuweisen, die nicht unerwähnt bleiben dürfen. Im Nordpolargebiet entstanden hier auf Grund von Luftbilddauswertungen aus dem zweiten Weltkrieg Blätter, die als mustergültig hervorzuheben sind; ich denke da vor allem an die völlig neue Erkenntnisse vermittelnden Blätter 62 und 63, die das Brooks-Gebirge in Alaska darstellen, oder einige Blätter aus Grönland. Sie schließen sich mit ihrer Höhenschichtendarstellung (Isohypsen allerdings in Fuß-Werten) an die Internationale Weltkarte an. Das gleiche gilt jedoch nicht für das Südpolargebiet. Hier sind die eisfreien Gebiete und die Gebirge durch gelben Flächenton mit braunen groben Schraffen wiedergegeben, was für die Luftnavigation vielleicht eine gute Lösung darstellt, die Karte jedoch für andere Zwecke unbrauchbar macht. Ferner fehlt völlig die Meeresdarstellung. Einer der größten Nachteile ist jedoch, daß die Karte nicht evident gehalten wurde. Auf den Blättern von Grahamland (z. B. 1737, 1762) fehlen die heute dort bestehenden ständigen Stationen völlig und die Situationsbezeichnung entspricht dem Stande von etwa 1940. Diese kurze Charakteristik mag genügen, um darzutun, daß die Schaffung eines neuen Übersichtskartenwerkes eine noch zu lösende Aufgabe ist.

Diese neue Übersichtskarte soll eine Mehrzweck-Karte sein.

1. Für die Planung und Durchführung von Expeditionen, besonders Schlittenreisen, müssen alle darstellbaren Objekte fördernden oder hindernden Charakters enthalten sein, also neben möglichst ausreichender Topographie alle errichteten Sta-