

1961 die Zahl der Fischtage zwar auf das Dreifache gestiegen, der durchschnittliche Ertrag je Kutter und Arbeitstag (= Fishtag) jedoch zeigt stark wechselnde Erträge. Auch in der Disko-Bucht stieg die Zahl der Fischtage wesentlich an. Dieser Anstieg war hier das Ergebnis eines vermehrten Einsatzes von Kuttern und einer Ausdehnung der Saison von 24 Wochen (1951) auf 42 Wochen (1962). Im südlichsten Grönland ist an sich eine ganzjährige Garnelenfischerei möglich, sie wird aus Rentabilitätsgründen nur nicht ganzjährig betrieben. Produktionsziel der Garnelenfischerei ist auch in Südgrönland die 80-g-Konserve für den Export.

Die Garnelenfischerei in Südgrönland hat jedoch eine weit geringere Bedeutung als in der Disko-Bucht (Abb. 4). Das zeigen auch die Fangergebnisse der letzten Jahre³⁸⁾:

	1960	1961	1962
in der Disko-Bucht	1458 t	2028 t	3010 t
in Südgrönland	335 t	562 t	346 t

Insgesamt nahmen 1962 51 Kutter an der Krabbenfischerei in Grönland teil, und zwar mit durchschnittlich 90 Fangtagen je Saison und einer Ausbeute von 800 kg je Kutter und Tag.

³⁸⁾ Nach einem Bericht von K. G. H. vom 23. 4. 63.

Fortsetzung in ERDKUNDE XVIII, Heft 4.

DAS GRÖNLÄNDISCHE INLANDEIS NACH NEUEN FESTSTELLUNGEN

Mit 5 Abbildungen

FRITZ LOEWE

Summary: New light on the Greenland ice sheet.

Some references to important publications on the physico-geographical conditions of the Greenland ice sheet are given.

The height of the ice surface is generally found by barometric measurements. This method encounters on an ice sheet special difficulties; the same applies to normal trigonometrical survey methods. Recently an extremely accurate profil across the ice sheet has been established by levelling. The mean height of the surface is 2100—2150 m (7000 ft), the greatest height close to 3300 m (11,000 ft).

The thickness of the ice has been measured by seismic and gravimetric methods at many places. The mean thickness is 1500—1600 m (5000 ft), with a maximum of 3400 m (11,150 ft). In the central parts the rock base is at or near sea level.

Since 1949 several meteorological stations have been operating or are still working on the ice sheet. Additionally at many places the mean annual temperature has been determined from the firn temperature at a depth of a few meters. The central parts north of 71° N have a mean annual temperature slightly below -30° C (-20° F). Compared with its surroundings at the same level the ice cap is a cold region. This is mainly due to the small absorption of solar radiation by the uncontaminated snow surface.

The average annual intake of short wave radiation is estimated at 21 kcal/qcm, the loss of longwave radiation at -26 kcal/qcm; a deficit of -5 kcal/qcm per year results. This heat loss at the surface is, however, only a small fraction of the radiative losses of the arctic atmosphere; hence the presence of the Greenland ice sheet is not of great importance for the general circulation of the northern hemisphere.

Precipitation cannot be reliably measured, but differs generally little from the more easily determined accumulation. The most frequent wind on the ice sheet is, even with small inclination of the surface, a gravity wind roughly down the slope. The direction of the strongest winds with the heaviest snow drift differs frequently from that of the prevailing wind.

The border between ice and firn at the surface at the end of the summer is higher than the level at which ablation equals accumulation. The ice substance at the surface

shows a systematic change of facies from the outer to the inner parts of the ice sheet. The accumulation is fairly well known from measurements at stakes and in pits. A zone of maximum accumulation occurs at heights of 2000—2500 m. The mean net accumulation per year in the area of prevailing accumulation is 34 cm of water; the mean net ablation in the lower parts is 110 cm. The total ablation by runoff of melt water is much smaller than the total accumulation. Iceberg formation nearly accounts for the difference. The east coast is much less productive of icebergs than the west coast. The Greenland ice sheet is presently not markedly diminishing; it may be stable or even slightly increasing.

The motions of the open ice sheet are still almost unknown; this applies still more to the motions at depth. Recently 100 points on the ice sheet have been very accurately fixed by tellurometer. Several deep pits and drill holes have confirmed that the temperature of the ice remains unchanged or even decreases down to 400 m. This can be explained by the heat fluxes and transports in a materially and thermally stable glacier, possibly in combination with a recent change of climate.

Die Kenntnis des grönländischen Inlandeises hat sich in den letzten 15 Jahren sehr erweitert. Mehrere Stationen, ganz oder wenigstens teilweise mit wissenschaftlichen Aufgaben, sind für ein Jahr und länger auf dem Inlandeis tätig gewesen oder arbeiten noch heute dort, einige als ausgedehnte Röhren- und Höhlensiedlungen im Firn (110), andere als gewaltige Kästen auf 6 m hohen Stelzen, so daß der Fegschnee darunter hindurchtreiben kann (81). Auf Schlittenreisen, fast ausschließlich mit Kraftfahrzeugen (von Krafträdern mit Raupenantrieb bis zu 35 t schweren Raupenschleppern), ist das Inlandeis kreuz und quer durchfahren worden (82); einzelne Nachschubstrecken werden im Sommer ganz regelmäßig, im Winter jedoch nur gelegentlich auf Hunderte von Kilo-

metern befahren. Nicht nur überfliegen seit 1956 große Verkehrsflugzeuge verschiedener Staatsangehörigkeit täglich das Inlandeis, sondern auch riesige Frachtmaschinen mit einem Gewicht bei voller Ladung von 60 t (C 130 Lockheed Hercules), deren Landegestell Räder und Kufen vereinigt, landen regelmäßig im Innern der Eisfläche zur Versorgung der dortigen Stationen (83). Seit einiger Zeit dient ein Kernkraftwerk der Versorgung einer dieser Stationen (110). Die großen technischen und finanziellen Mittel für diese Erschließung werden überwiegend aus militärischen Gründen zur Verfügung gestellt. Jedoch wird auch die wissenschaftliche Arbeit in reichem Maße gefördert, und die Zusammenarbeit der beteiligten politischen, militärischen und wissenschaftlichen Stellen ist im ganzen recht befriedigend. Zwei zusammenfassende Veröffentlichungen (5) (38) berichten über den Stand der physisch-geographischen Kenntnisse.¹⁾

Die folgende Zusammenstellung der wissenschaftlichen Arbeit auf Grönlands Inlandeis beschränkt sich auf die eng miteinander verbundenen physikalisch-geographischen und klimatischen Verhältnisse und kann bei der außerordentlichen Zerstreuung des Schrifttums auch hier keine Vollständigkeit erstreben. Auch kann dieser Bericht die wichtigen Ergebnisse der „Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition“ (EGIG) von 1958/60 noch nicht umfassen. Ein erstes Heft (3a) ist soeben erschienen. Eine größere Zahl von neueren Arbeiten ist in den „Meddelelser om Grønland“ der „Kommission for videnskabelige Undersøgelser i Grønland“ und in den verschiedenen Veröffentlichungsreihen des Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL), früher U. S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment (SIPRE), zu finden. An bibliographischen Hilfsmitteln seien neben den Schrifttumsnachweisen des „Journal of Glaciology“ und des „Polar Record“ besonders die vom Arctic Institute of North America herausgegebene „Arctic Bibliography“ (4) und die „Snow Ice and Permafrost Bibliography“ (100) von CRREL genannt. Eine volkstümliche Schilderung der Probleme und Ergebnisse der Inlandeisforschung bis 1955 findet sich in (40a). Ferner sei eine Sammlung von Veröffentlichungen über das Klima von Grönland erwähnt (13).

I. Höhenverhältnisse

Die Höhen des Inlandeises sind ganz überwiegend durch Bestimmungen des Luftdrucks festgelegt worden. Doch bietet diese Methode auf In-

landeisen besondere Schwierigkeiten. Einmal ist der wetterbedingte horizontale Luftdruckunterschied zwischen den Beobachtungsstellen nur unvollkommen bekannt. Zweitens herrscht knapp oberhalb der Eisoberfläche meist eine Temperaturumkehr, die es erschwert, die für die Höhenberechnung benötigte Mitteltemperatur zwischen den Stationen zu bestimmen. Diese Schwierigkeit kann durch fortlaufende Registrierung der Temperatur im Flugzeug zwischen der Küste und dem Inlandeis vermieden werden (73) (86). Es ist kürzlich versucht worden, für die Höhen der Wegener-Ex-

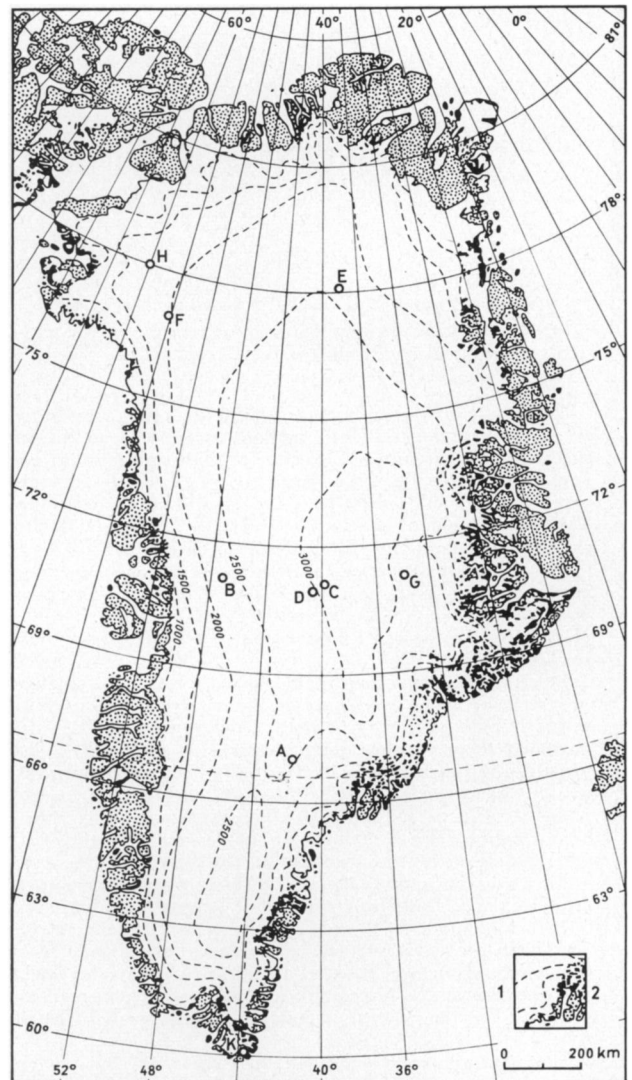


Abb. 1: Höhenlage der Oberfläche des grönländischen Inlandeises (nach BAUER, Lit 57).

1 Inlandeis und Gletscher mit Höhenlinien; 2 unvergletschertes Land; A-K Inlandeisstationen (s. Tab. im Text).

Berichtigung: die Station B liegt auf gleicher Breite weiter westlich am Eisrand.

¹⁾ Nach Abschluß dieser Arbeit ist eine eingehende Darstellung der Erschließungsgeschichte und Natur des Inlandeises in dänischer Sprache erschienen (B. Frstrup, Inlandsisen. Kopenhagen 1963).

pedition 1930/31 eine Neuberechnung vorzunehmen (19) (20). Doch gewinnt man den Eindruck, daß die der Berechnung zugrunde gelegten Temperaturwerte in ziemlich willkürlicher Weise bestimmt sind.

Man kann die Unsicherheit infolge der anomalen Temperaturverhältnisse vermindern, wenn man Druck- und Temperaturunterschied in kurzen Abständen bestimmt (44). Es kann auch vorteilhaft sein, die Berechnung der Höhe von einer nahe der Stationshöhe gelegenen Fläche gleichen Druckes ausgehen zu lassen, deren Höhe durch Messungen in der freien Atmosphäre bekannt ist. Dieses Verfahren ist von KOPP zur Berechnung der Höhe von Eismitte verwandt worden (65), und BEDEL (10) und GILBERT (45) haben mit Hilfe von Höhenwetterkarten die Höhen der Inlandeisoberfläche bestimmt. Die heute meist gebrauchte Höhenlinienkarte des Inlandeises von BAUER (57) beruht überwiegend auf Luftdruckmessungen (Abb. 1). Jedoch ist in dieser Karte, die vielfach an anderen Stellen übernommen worden ist, die in früheren Karten (66) (75) verzeichnete Erhebung westlich des Mt. Forel in $67\frac{1}{4}^{\circ}$ N, $36\frac{1}{2}^{\circ}$ W, mit 3300 m vielleicht die höchste des Inlandeises (71), nicht berücksichtigt. Auch stimmen die später von der British North Greenland Expedition bestimmten Höhen (90) nicht völlig mit den Höhenlinien der Bauerschen Karte überein.

Daneben sind auch Höhenbestimmungen des Inlandeises mit optischen Mitteln vorgenommen worden. Die Ergebnisse des im Jahre 1931 zwischen der Westküste und Eismitte angelegten Polygonzuges (122) sind nicht veröffentlicht worden. Die Expéditions Polaires Françaises haben 1949 zwischen dem Westrand des Inlandeises und ihrer Station Centrale ($70^{\circ}54'$ N, $40^{\circ}37'$ W) ein Nivellement durchgeführt (87) (88). Bezüglich der Genauigkeit auch dieser Messungen sind wegen der auf dem Inlandeis infolge der Häufigkeit der Temperaturumkehr besonders anomalen Lichtbrechungsverhältnisse Zweifel erhoben worden (17) (104). Schließlich hat die Internationale Glaziologische Grönlandexpedition mit modernsten Mitteln eine Tellurometer-Entfernungsmessung (56) von der Diskobucht bis zum Cecilia Nunatak der Ostseite und eine Höhenmessung mit Horizontalsichten von der Diskobucht bis zur Station Jarl Joset jenseits des Inlandeisscheitels (79) [$71^{\circ}20'$ N, $33^{\circ}55'$ W], beide von höchster Genauigkeit, durchgeführt. Es charakterisiert die Genauigkeit, daß in einer kurzen Mitteilung (45) die so ermittelte Höhe der Station Centrale zu $2965 \pm 0,1$ m angegeben wird.

Die folgenden Mittelwerte BAUERS (57) werden von den kleinen noch an seiner Höhenkarte notwendigen Änderungen nicht berührt. Das Inland-

eis, dessen größter noch unerschlossener Teil um 79° N, 32° W liegt, bedeckt eine Fläche von 1 725 000 qkm. Infolge der Verzahnung von Gebirgsgletschern und Inlandeis, besonders in Teilen nahe der Ostküste, kann dieser Wert nicht auf 20 000 qkm festgelegt werden. Die mittlere Höhe ergibt sich, entsprechend einer Schätzung von 1936 (75) zu 2100 bis 2150 m. Auf einer Strecke von 1250 km sinkt der Scheitel des Inlandeises nur an einer Stelle gerade unter 2500 m. Die größte Höhe von knapp 3300 m liegt etwa $71\frac{3}{4}^{\circ}$ N, 38° W (5). (Wahrscheinlich erreicht ein isoliertes Gebiet in $67\frac{1}{4}^{\circ}$ N, $36\frac{1}{2}^{\circ}$ W die gleiche Höhe (71).)

Die neuen Messungen bestätigen die Vorstellung, die sich schon vor 60 Jahren aus den Durchquerungen von NANSEN, KOCH und WEGENER (60) und von DE QUERVAIN (28) ergab, daß das grönländische Inlandeis aus zwei Kuppeln besteht, einer kleineren um 65° N und einer größeren um 71° N. Diese Zweiteilung läßt sich dadurch erklären, daß die größere Höhe des Felsuntergrunds und der stärkere Niederschlag ein südliches Höhenmaximum fördern, während die größere Breite des Inlandeises im Norden dort den höchsten Teil des Inlandeises erwarten läßt. Eine Verbindung der Höhenmessungen von DE QUERVAIN (28) mit denen RYMILLS (113) läßt vermuten, daß sich die Höhenlinie 2500 m des südlichen Domes (57) bis 67° N, 45° W erstreckt. Neue Messungen machen andererseits eine Ausdehnung über 65° N hinaus unwahrscheinlich. Die Frage bedarf weiterer Untersuchung.

II. Eisdicke und Felsuntergrund

Seit den ersten seismischen Dickenmessungen des Inlandeises 1929—1931 (29) (102) sind solche Messungen an sehr vielen Stellen vorgenommen worden (15) (21) (57) (59). Moderne Meßverfahren und mechanische Transportmittel haben die Dauer einer Meßstation bei viel reicheren Ergebnissen von Tagen auf eine Stunde herabgesetzt. Dabei hat sich überraschenderweise ergeben, daß in gewissen Gebieten des Inlandeises trotz Aufgebot großer Mühe keine deutlichen Reflektionen der Erschütterungswellen vom Untergrund gefunden werden konnten (21), wie übrigens stellenweise auch in der Antarktis. Die Ursache könnte sein, daß unter dem Eise eine stark absorbierende Schicht liegt, die die Erschütterung dämpft, oder daß sich darunter eine Schicht findet, in der die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Längswellen nicht größer ist als die 4 km in der Sekunde im Eis, oder eine Verbindung beider Gründe, etwa eine wassergetränkte Moräne. Es ist auch erwogen worden, ob sich in diesem Gebiet unter dem Eis eine Schicht flüssigen Wassers finden könnte (114). Besonders auffallend ist die scharfe Begrenzung

des reflektionslosen Gebiets. Spätere Versuche, die Eisdicke im anscheinend reflektionslosen Gebiet zu bestimmen, haben auch keine überzeugenden Ergebnisse erbracht (1) (101).

Auf indirektem Wege kann die Eisdicke auch durch Messungen der Schwereanziehung an der Oberfläche bestimmt werden, da das leichtere Eis an der Oberfläche befindliche Körper weniger stark anzieht, als eine gleich dicke Felsmasse es tun würde. Allerdings muß dazu wegen der Abnahme der Schwereanziehung mit der Höhe die Höhe der Eisoberfläche mit großer Genauigkeit bekannt sein, so daß diese Methode vorwiegend zur Interpolation zwischen seismischen Messungen verwandt wird. Mit den modernen Spiralfederschweremessern dauert eine solche Messung nur wenige Minuten. Schon vor 30 Jahren deuteten die Schweremessungen der Wegener-Expedition in 300 km Küstenabstand auf eine Eisdicke von etwa 3000 m (118) (122) (123), was sich später durch seismische Messungen bestätigt hat (57).

Die mittlere Dicke des Inlandeises ist 1500—1600 m (57). Die größte gemessene Dicke in $71\frac{2}{3}^{\circ}$ N 38° W, nahe dem Scheitel des nördlichen Domes, ist 3400 m (59). Das gesamte Eisvolumen beträgt etwa 2,6 Millionen Kubikkilometer, gleich dem fünfzigfachen Wasservolumen der Nordsee. Bei Schmelzen des Inlandeises würde ohne isostatischen Ausgleich der Spiegel des Weltmeeres um 7 m steigen.

Aus der Höhe der Eisoberfläche und der Eisdicke läßt sich die Höhenlage des Felsuntergrunds bestimmen (Abb. 2). Im großen und ganzen bestätigt sich die Auffassung, daß das Innere Grönlands eine schüsselförmige Gestalt hat. Das Innere liegt meist in der Nähe des Meeresspiegels und stellenweise etwas darunter (57). Es hat sich ferner gezeigt, daß sich von der Diskobucht der Westküste in 68° N tiefe Rinnen mehrere hundert Kilometer weit ins Innere ziehen. Im Innern der Diskobucht enden zwei der produktivsten Gletscher, der Jakobshavngletscher und der Torsukatak, die zusammen jährlich etwa 25 Kubikkilometer Eis abstoßen. Offenbar wird das Eis aus einem weiteren Becken hier gesammelt, so daß diese Gletscher mehr Eis in der Form von Eisbergen liefern können, als dem Überschuß des im unmittelbaren Hinterland anfallenden Schnees über das abschmelzende Eis entspricht. Der südlichste Teil des Inlandeises, etwa südwärts von 65° N, wo die Küstenhöhen des Ostens und Westens näher zusammentreten, hat einen auf über 1000 m Seehöhe ansteigenden Untergrund.

Das heutige Inlandeis Grönlands bildet nach Höhe, Größe, Eismächtigkeit, Gestaltung des Untergrundes und Anlehnung an ein einseitig begrenztes Gebirge in überraschendem Grade das Gegenstück des eiszeitlichen europäischen Inland-

eises. Die Frage, wieso das europäische sowie das viel größere nordamerikanische Inlandeis völlig verschwunden sind, während sich das grönländische in wenig verringertem Umfang erhalten hat, kann noch nicht schlüssig beantwortet werden (27) (115) (119).

III. Klima

Seit den ersten Überwinterungen auf dem grönländischen Inlandeis im Jahre 1930—31 (74) an der Weststation und der Station Eismitte der Wegener-Expedition (39) (40) und der Inlandeisstation der British Arctic Air Route Expedition (85) haben eine Reihe anderer Überwinterungen stattgefunden. Die folgende Liste enthält die Stationen, die wenigstens ein halbes Jahr auf dem Inlandeis tätig waren und deren klimatologische Beobachtungen bereits veröffentlicht oder zum mindesten verfügbar sind oder deren Veröffentlichung zu erwarten ist. Eine solche Liste ist vor kurzem zusammengestellt worden (31) (51).

Meteorologische Stationen auf dem Inlandeis

Station	N. Br.	W. L.	Höhe (m)	Arbeitszeit	Lit.
Inlandeisstation Watkins ¹⁾ (A)	67° 3'	41° 49'	2430	1930—31	85
Weststation Wegener (B)	71° 11'	51° 8'	950	1930—31	39
Eismitte Wegener (C)	71° 11'	39° 56'	3010	1930—31	39,74
Station Centrale (D)	70° 55'	40° 38'	2965	1949—51	11,16
Northice (E)	78° 6'	38° 10'	2340	1952—54	48
Site 2 (F)	77° 0'	56° 4'	2070	1953—	106
Dumont und Jarl-Joset (G)	71° 20'	33° 55'	2860	1956—57	
Camp Century (H)	78°	60°		1956—57 1961—64	

¹⁾ Diese Station wird in (51) fälschlich Camp Watkins genannt; Camp Watkins ist der Name einer anderen, dort übersehenen Station (12). Die Koordinaten für Eismitte sind in (51) falsch. Die Buchstaben in Klammern beziehen sich auf die Lage der Stationen in Abb. 1.

Daneben bestehen auf dem Inlandeis seit 1960 Radarwarnungsstationen in etwa $66^{\circ} 40'$ N, $46\frac{1}{2}^{\circ}$ W in 2200 m Höhe (Dey II) und 66° N, $43\frac{1}{2}^{\circ}$ W, in 2500 m (Dye III=K) mit vereinsstaatlicher und dänischer Besatzung, an denen meteorologische Beobachtungen vorgenommen werden. Ferner sind an verschiedenen Stellen des Inlandeises Beobachtungsstellen für mehr als einen Monat in Tätigkeit gewesen (43); sie sind in (51) zusammengestellt. In dieser Aufstellung fehlt jedoch Camp Watkins, das in $74^{\circ} 40'$ N, $47^{\circ} 30'$ W in 2700 m Höhe von Anfang Juli bis Mitte August 1933 besetzt war (12). Diese Stationen hatten oder haben ein volles meteorologisches Beobachtungsprogramm.

Außer den direkten Messungen der Lufttemperatur, sie ergänzend und zum Teil ersetzend, wer-

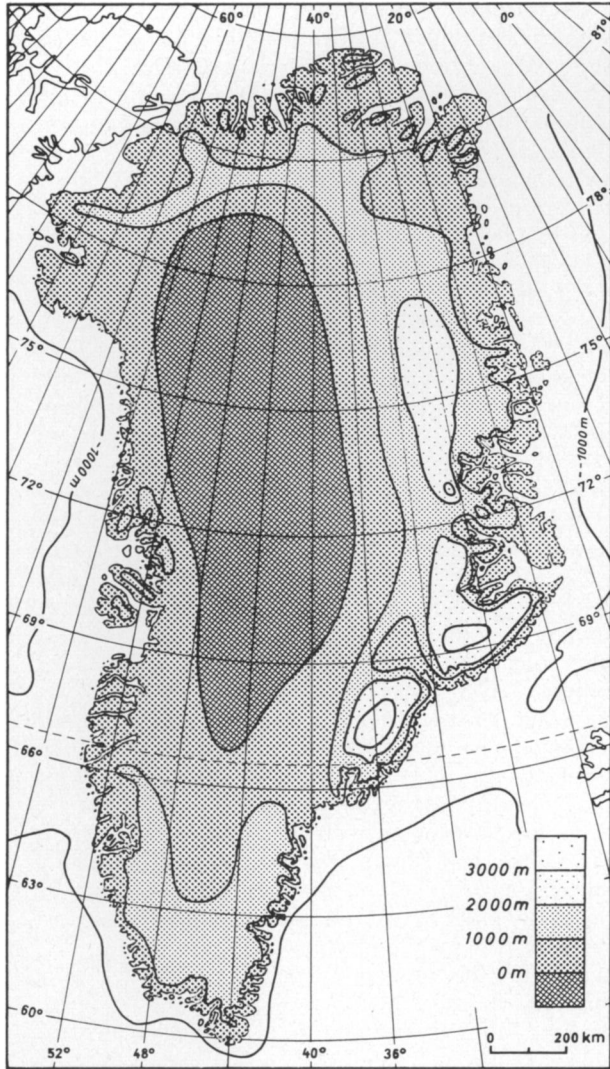


Abb. 2: Die Höhenlage des Felssockels unter dem Inlandeis Grönlands (nach BAUER, Lit. 57).

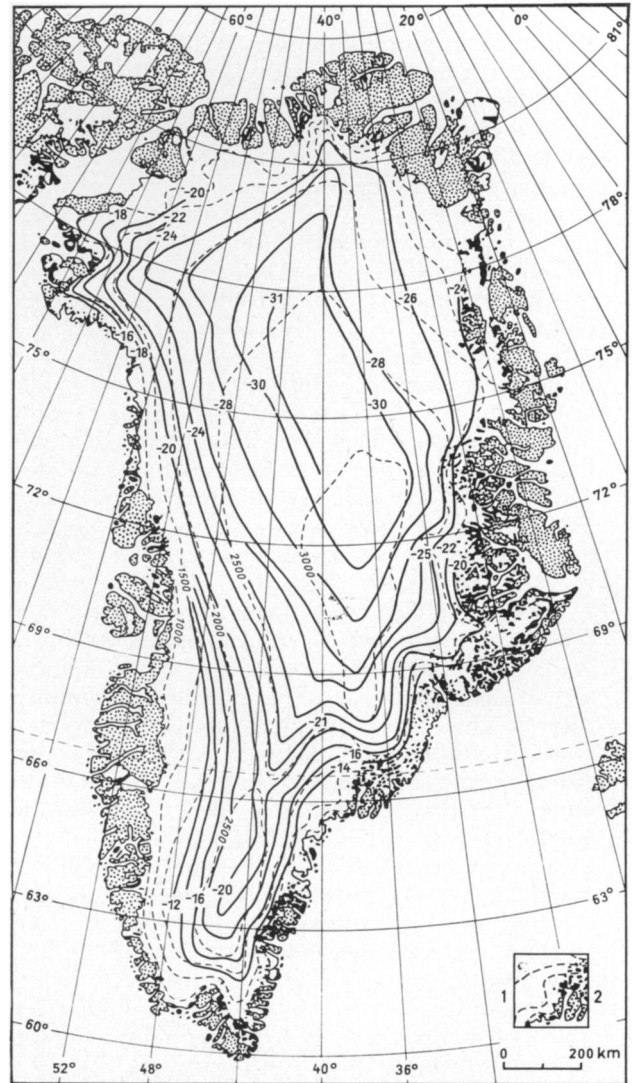


Abb. 3: Mittlere Jahrestemperaturen des Oberflächen-schnees in °C (nach BADER, Lit. 5).
1 Inlandeis und Gletscher mit Höhenlinien; 2 unvergletschertes Land.

den auch indirekte Wege zur Ermittlung der Temperatur beschritten (60). Im Schnee und Firn des Inlandeis klingen die oberflächliche jährliche Temperaturwelle rasch mit der Tiefe ab; sie ist in 10 m Tiefe auf wenige Zehntelgrade gesunken. Eine einzige Temperaturmessung in einigen Metern Tiefe liefert somit die mittlere Jahrestemperatur des Schnees an der Oberfläche und damit in befriedigender Annäherung die mittlere Lufttemperatur des Jahres. Etwaige Unterschiede in der Mitteltemperatur der obersten Schneeschichten und der Luft darüber bleiben in der Größenordnung der Änderung der Mitteltemperatur von Jahr zu Jahr. Wahrscheinlich ist die mittlere Temperatur der

obersten Firnschicht etwas höher als die Lufttemperatur in $1\frac{1}{2}$ m Höhe. Ja, bei Kenntnis der Temperaturleitfähigkeit des Schnees und Firns läßt sich aus der augenblicklichen Temperaturverteilung in der Senkrechten der jährliche Temperaturgang an der Oberfläche angenähert bestimmen (60). Diese Methode ist allerdings nur anwendbar, wenn auch im Hochsommer keine nennenswerte Schneeschmelze nahe der Oberfläche eintritt, weil andernfalls das einsickernde Wasser beim Wiedergefrieren in der Tiefe eine erhebliche Wärme abgibt und die Temperatur über das Jahresmittel der Oberfläche erhöht. Sie gilt also nur für etwa $\frac{7}{20}$ des Inlandeis (5) (14).

Solche Temperaturmessungen sind im letzten Jahrzehnt an sehr zahlreichen Stellen des Inlandeises vorgenommen worden, und mit Hilfe der gemessenen Luft- und Firntemperaturen sind Karten der Jahresmittel der Temperatur von Luft und Schnee entworfen worden (5) (31). Sie erfordern nur mehr geringfügige Änderungen auf Grund der neuesten Messungen (Abb. 3). Die Temperaturen nehmen mit zunehmender Höhe und Breite ab, so daß sich längs 40° W zwischen $71\frac{1}{2}^{\circ}$ N und 80° N ein langgestrecktes Gebiet befindet, in dem sich bei Höhen, die von 3200 m auf 2100 m absinken, eine Jahresmitteltemperatur von etwas unter -30° findet. Die Temperaturdifferenz von $1\frac{1}{2}^{\circ}$ zwischen den benachbarten Stationen Eismitte und Station Centrale liegt bei Berücksichtigung des Breiten- und Höhenunterschiedes innerhalb der von Jahr zu Jahr zu erwartenden Schwankungen und braucht nicht auf die in diesem Jahrhundert so auffallende Erwärmung der Arktis zurückgeführt zu werden.

Mit dem üblichen Temperaturgradienten von $0,55^{\circ}/100$ m auf den Meeresspiegel umgerechnet, ist das Innere des Inlandeises im Jahresmittel 5° bis 10° kälter als das Küstengebiet in gleicher Breite; der Temperaturunterschied ist im Winter erheblich größer als im Sommer. Allerdings ist das grönländische Inlandeis doch noch erheblich wärmer als das antarktische. In 70° Breite und 2700 m Meereshöhe ist in Grönland die mittlere Jahrestemperatur etwa -27° , während sie in gleicher Breite und Höhe im Süden an den Stationen Charcot und Pionerskaja (76) nur -38° ist. Die Ursache des Unterschiedes trotz gleichen Strahlungsgenusses ist der stärkere Einfluß warmer, feuchter Luft auf dem grönländischen Inlandeis im Vergleich zu dem von der Zirkulation der niederen Breiten weniger berührten antarktischen.

Die Erklärung für die niedrige Temperatur liegt in den Strahlungsverhältnissen. Die kurzwellige Globalstrahlung ist während der Wegenerexpedition 1930—31 an der Weststation und in Eismitte beobachtet worden (42). Kürzere Beobachtungsreihen der kurz- und langwelligen Strahlung sind von Site 2 [$77^{\circ} 0' N, 56^{\circ} 4' W, 2130$ m (30)], Lager 4 der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition, [$69^{\circ} 40' N, 49^{\circ} 37' W, 1100$ m (2) (3a)], weiter der Globalstrahlung auf dem Britannia-gletscher [$77^{\circ} 15' N, 24^{\circ} 15' W$ (72)] Nordostgrönlands und der kurzwelligen Strahlung vom Sukkertoppen-Hochlandeises am Westrand des Inlandeises (35) bekannt. Jedoch sind augenblicklich (Dezember 1962) noch keine Messungen des Strahlungshaushalts für ein ganzes Jahr verfügbar. Wir sind daher für den Strahlungshaushalt des grönländischen Inlandeises noch auf Schätzungen und Vergleiche mit dem antarktischen Inlandeis angewiesen.

Die direkte Sonnenstrahlung auf die Horizontalfläche beträgt in 70° Breite und in 1000 bis 3000 Meter Meereshöhe im Jahr etwa 90 Kilokalorien auf den Quadratzentimeter. Dazu kommt eine Himmelsstrahlung bei wolkenlosem Himmel von 19 kcal/qcm. Wir haben also im Inlandeiseinnern ein jährliches Strahlungsangebot von 110 kcal/qcm, von 105 kcal/qcm im Randgebiet. Zur Bestimmung der Strahlungsaufnahme teilen wir das Inlandeis in ein inneres Gebiet von über 1500 m Höhe, in dem Eis an der Oberfläche nur ausnahmsweise auftritt, und ein Randgebiet unter 1500 m, mit überwiegender Eisoberfläche in der zweiten Sommerhälfte. Das Schneegebiet umfaßt $\frac{4}{5}$ der Gesamtfläche von 1,7 Millionen qkm, das Eisgebiet $\frac{1}{5}$ (5) (14). Für das Innere sei eine mittlere Bewölkung von $4,4/8$, am Rande von $4,8/8$ angenommen (108). Da die Wolken im Inneren weniger dicht sind als im Randgebiet, seien sie hier durch Stratokumulus und Altostratus, dort durch Altostratus und Cirrus dargestellt. Dann ergibt sich für ganz bedeckten Himmel eine Durchlässigkeit im inneren Teil von 75%, für den äußeren eine solche von 60% (108). Mithin erhält der äußere Teil ein jährliches Angebot von 75 kcal/qcm, der innere von 95 kcal/qcm. Zum Vergleich sei angeführt, daß der Südpol in 2800 m Höhe 100 kcal/qcm, Little America V in 78° Breite 80 kcal Strahlungsangebot hat (50). Das Innere habe eine Reflexion von 82% wie der Südpol, der äußere Teil für die Zeit mit Sonnenschein eine solche von 55%. Dann ergibt sich für das Innere ein kurzwelliger Strahlungsgenuß von 17 kcal/qcm im Jahr, für das Äußere ein Gewinn von 36 kcal/qcm, also für das ganze Inlandeis im Mittel eine Einnahme kurzwelliger Strahlung von 21 kcal/qcm im Jahr, oder im ganzen 360 Trillionen Kalorien.

Die langwellige Strahlungsbilanz der Inlandeisoberfläche wird bei klarem Himmel einerseits durch die Oberflächentemperatur bestimmt, von der die Ausstrahlung abhängt, andererseits vom Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, der die ausgehende Strahlung absorbiert und von der Stärke und Höhe der Temperaturumkehrschichten in der Atmosphäre, von denen langwellige Strahlung zur Oberfläche zurückgestrahlt wird. Das Zusammenspiel dieser Faktoren, die einerseits die Ausstrahlung in den Weltraum fördern, sie andererseits verhindern, hat zur Folge, daß tatsächlich die langwellige Strahlungsbilanz sich bei klarem Himmel nicht stark mit der Temperatur ändert.

Dazu kommt ein wesentlicher Einfluß der Wolken, die den Strahlungsverlust verringern. Der Südpol hat im Winterhalbjahr einen langwelligen Austrahlungsverlust von -10 kcal/qcm, im Sommerhalbjahr von -20 kcal/qcm, im Jahr von -30 kcal/qcm (50). Little America in 78° S hat

einen sommerlichen langwelligen Ausstrahlungsverlust von -16 kcal/qcm, einen winterlichen von -8 kcal/qcm (107). Eine kurze Beobachtungsreihe im Abtraggebiet des grönländischen Inlandeis gibt, auf das Sommerhalbjahr ausgedehnt, -13 kcal/qcm (2) (3a). Mit Rücksicht auf die niedere Breite und höhere Temperatur des grönländischen, verglichen mit dem antarktischen Inlandeis, sei für den langwelligen Strahlungshaushalt ein Wert von -26 kcal/qcm im Jahr gewählt.

Dann ergibt sich für das Innere insgesamt ein Strahlungsverlust von -9 kcal/qcm/Jahr, für das Äußere ein Gewinn von $+10$ kcal, folglich für das gesamte Inlandeis ein Strahlungsverlust von -5 kcal/qcm/Jahr oder $-0,9 \times 10^{20}$ cal. Dieser Strahlungsverlust, der einer Abkühlung des Schnees von 10° bis zu einer Tiefe von 16 m entspricht, scheint wahrscheinlich, wenn man berücksichtigt, daß Little America V im Meeresspiegel in 78° Breite einen jährlichen Verlust von -4 kcal/qcm hat (107), Pionerskaja in 70° S und 2700 m Höhe $-8,5$ kcal (98), der Südpol -13 kcal/qcm (107). Das grönländische Inlandeis scheint also ein Gebiet erheblichen Wärmeverlustes zu bilden.

Dem scheint zu widersprechen, daß die Kaltluft des Inlandeis keinen entscheidenden Einfluß auf die Wettergestaltung der höheren nördlichen Breiten hat, im Gegensatz zu einer längere Zeit weitverbreiteten Meinung (54). Wir finden aber durch Extrapolation von niederen Breiten (124) und nach Analogie des Südpolaregebietes (97), daß der Strahlungsverlust am oberen Rand der Atmosphäre über dem grönländischen Inlandeis im Jahr von der Größenordnung 100 kcal/qcm ist. Die Atmosphäre über dem Inlandeis verliert also an Strahlungsenergie ein Vielfaches des Verlustes der Schnee- und Eisoberfläche.

So ist verständlich, daß das Vorhandensein von Eis und Schnee an Stelle von Land und Wasser auf einem Gebiet von der Größe des Inlandeis, ein Zwölftel der Nordpolarkalotte, den Gesamtwärmehaushalt des Polargebietes und somit die allgemeine Zirkulation der Nordhalbkugel nicht wesentlich beeinflussen kann.

Der Niederschlag erfolgt auf dem Inlandeis im Innern fast ausschließlich und auch im Randgebiet überwiegend in fester Form. Brauchbare Messungen sind bisher nicht möglich gewesen. Der Schnee fällt meist mit stärkerem Wind, bei dem der Schneemesser ihn nicht zuverlässig auffängt. Auch lassen sich dann fallender und treibender Schnee nicht sicher trennen. Dagegen ist an sehr vielen Stellen des Inlandeis der jährliche, oft auch der sommerliche und winterliche Zuwachs gemessen worden. Er wird allerdings, abgesehen vom Niederschlag, auch von Reifbildung und Verdunstung, vom Schneefegen und in einem verhältnismäßig schmalen Randgebiet von Schmelzung und Abfluß be-

einflußt. Reifbildung und Verdunstung wirken gegeneinander; sie halten sich wahrscheinlich ungefähr die Waage und stellen nur einen kleinen Teil des Zuwachses dar (77). Das Schneefegen entfernt wahrscheinlich nur einige Hundertstel des anfallenden Schnees (116). So kann für das Innere des Inlandeis in erster Näherung der Niederschlag dem Zuwachs gleichgesetzt werden, der im Zusammenhang mit dem Massenhaushalt behandelt werden soll.

Wie schon die früheren Durchquerungen zeigten, wird die Luftbewegung an der Oberfläche des Inlandeis durch das Vorwiegen des Schwerewindes gekennzeichnet, der dem Oberflächengefälle folgt, mit geringer Abweichung nach rechts infolge der Erddrehung (51). Das gilt auch, wenngleich etwas abgeschwächt, für den Süden des Inlandeis, wo am ehesten eine Beeinflussung des Bodenwindes durch die kräftigen Tiefdruckgebiete der Davis- und Dänemarkstraße zu erwarten ist. Daß die Inlandeisstation von Watkins ($67^\circ 3' N, 41^\circ 50' W$) (85) und die im Sommer 1956 tätige Station Hiran ($68^\circ 4' N, 42^\circ 20' W$), beide auf dem offenen Inlandeis in nur 115 km Abstand gelegen, eine fast entgegengesetzte Windverteilung haben, mit dem Vektormittel im ersten Fall von NNW, im zweiten von SSE, beweist das Vorwiegen des vom Gefälle bestimmten Windes selbst bei schwacher Neigung. Nur die Station Hiran 26 ($68^\circ 15' N, 36^\circ 30' W, 2835$ m), die auf dem Scheitel des Inlandeis liegt, hatte von Mitte April bis Mitte August 1956 eine sehr große Veränderlichkeit der Windrichtungen (Stabilität 16%) und Windstille an fast $\frac{1}{3}$ aller Beobachtungen (43). Leider sind weiter nördlich keine längerdauernden Stationsbeobachtungen des Windes vom höchsten Teil des Inlandeis vorhanden. Es sei ferner darauf aufmerksam gemacht, daß, auch nach neuen Beobachtungen, die Richtung der stärksten Winde nicht notwendig mit der häufigsten zusammenfällt. So kommen z. B. in Eismitte (40), Station Centrale (11) (16) und in Site 2 (43) die Stürme auf der Vorderseite in der Nähe vorüberziehender Tiefdruckgebiete aus südlicherer Richtung als die Schwerewinde aus SE. Da der größte Teil des Treibschnees bei den stärksten Winden verlagert wird — bei 16 m/sec Wind etwa 40mal soviel wie bei 10 m/sec —, kann dieser Umstand für die Verteilung des Zuwachses und damit für den Massenhaushalt an verschiedenen Stellen des Inlandeis von Bedeutung sein.

IV. Massenhaushalt

Das grönländische Inlandeis besitzt ein inneres Gebiet, in dem über einen längeren Zeitraum mehr Masse an der Oberfläche abgelagert als von ihr entfernt wird, das Zuwachsgebiet, und ein äußeres Gebiet, in dem mehr Masse entfernt als abgelagert

wird, das Abtraggebiet. Die Grenze zwischen beiden Gebieten läßt sich im allgemeinen gut bestimmen; In- und Auslieger sind von sehr geringer Bedeutung. Es ist schon früher darauf hingewiesen worden (75), daß die Linie, bis zu der am Ende der Abschmelzperiode Eis an der Oberfläche auftritt, die Firnlinie, nicht mit der „Ausgleichslinie“ zusammenfällt, an der sich Zuwachs und Abtrag die Waage halten. Einmal versickert an der Oberfläche gebildetes Schmelzwasser in der durchlässigen Schneedecke und gefriert in den tieferen noch vom Winter her abgekühlten Schichten. Dieses „aufgefrorene Eis“ (3) kann dann später im Sommer an die Oberfläche treten. Trotz der Eisoberfläche befinden wir uns noch im Zuwachsgebiet. Ferner finden sich im Randgebiet des Inlandeises ausgedehnte Hohlformen, in denen sich das Schmelzwasser zu Seen staut (87), deren Wasser bei eintretender Abkühlung zu Eis gefriert. Auch dies formt eine Eisoberfläche in Gebieten, in denen der Zuwachs überwiegt; die Ausgleichslinie liegt niedriger als die Firnlinie.

Auf Grund der verschiedenen Erscheinungsformen der Schichten nahe der Oberfläche läßt sich das grönländische Inlandeis, wie auch andere Gletscher, in verschiedene Teilgebiete zerlegen (14) (Abb. 4).

Die *Abtragsfazies* (ablation facies) erstreckt sich vom Eisrand aufwärts bis zur Firnlinie, bis zu der die Schneedecke im Sommer völlig abschmilzt. Hier besteht am Sommerende die Oberfläche aus Eis.

Die *Durchtränkungsfazies* (soaked facies), in der das Schmelzwasser im Sommer den Schnee völlig durchtränkt. Sie liegt zwischen Firnlinie und der „Sättigungslinie“; in ihr dringt im Sommer die Temperaturgleiche von 0° bis zur Tiefe der vorjährigen Durchtränkungsschicht ein. Die *Sickerfazies* (percolation facies), in der das Schmelzwasser nur stellenweise in die Firnschicht eindringt und oft in Schichten, Linsen und Schloten wieder gefriert. Sie erstreckt sich bis zur Schneelinie.

Die *Trockenschneefazies* (dry-snow facies), in der keine nennenswerte Schmelzung vorkommt.

Karten der Verbreitung der verschiedenen Fazies finden sich in (5) (14). Die Zuwachsbeträge im Innern des Inlandeises sind verhältnismäßig gut bekannt (Abb. 5). Zur Bestimmung dient entweder die Mächtigkeit der „Jungschneedecke“ (60) oder die in Gruben und Bohrlöchern zutage tretende Jahresschichtung des Firns (14). (Auf die neuesten Möglichkeiten, aus der Häufigkeit stabiler Isotope, wie Sauerstoff 18 und Deuterium auf die Kristallisationstemperatur des Eises und somit auf eine Jahresschichtung selbst im scheinbar einheitlichen

Eis zu schließen, sei hier nur hingewiesen (33, 34, 68, 69). Die neuen Messungen haben bestätigt, daß der Zuwachs auf der Westseite des Inlandeises bis zu einer Höhe von 2000—2500 m zunimmt und in den höchsten Teilen wieder abnimmt. Vom Scheitel an nimmt er beim Abstieg gegen Osten wieder zu. Die küstennäheren Teile des Südens haben einen sehr bedeutenden Zuwachs, bis zu 100 cm Wasserwert im Jahr (93). Im allgemeinen nimmt der Zuwachs nach Norden mit Abnahme der Temperatur und des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre und mit der Entfernung von den Hauptzugbahnen der Tiefdruckgebiete ab. Jedoch bleibt der Zuwachs anscheinend überall über 10 cm Wasserwert im Jahr, also erheblich höher als im Herzen des antarktischen Inlandeises (43, 67, 69). Eine Karte des Zuwachses findet sich in (5). Der mittlere Zuwachs wird jetzt auf 34 g/qcm geschätzt (14); das gibt einen jährlichen Gesamtzuwachs von 500 Gigatonnen (1 Gigatonne = 1000 Millionen Tonnen = 1 cbkm Süßwasser).

Im Abtraggebiet liegen neue Beobachtungen (3a) fast nur vom nordwestlichen Teil des Inlandeises vor (25) (46) (89) (99) (101), und es ist ein merkwürdiger Umstand, daß wir über den Zuwachs im Innern viel besser unterrichtet sind als den Abtrag in den randnäheren Teilen des Inlandeises, wo die nicht ganz repräsentative Umgebung der Weststation der Wegenerexpedition ($71^{\circ} 11' N$, $51^{\circ} 7' W$) immer noch die fast einzigen über ein Jahr ausgedehnten Beobachtungen liefert (78). Der mittlere Abtrag kann im Gebiet überwiegenden Abtrags auf 110 cm im Jahr geschätzt werden, [BENSONS (14) Wert von 107 cm ist offenbar bei der Unsicherheit der Unterlagen durchaus möglich; doch bleibt mir seine Begründung für die Herabsetzung des von mir vorgeschlagenen Wertes (75) unverständlich]. Das ergibt bei einer Größe des Abtraggebiets von 255 000 qkm einen Abtrag von 280 Gigatonnen im Jahr. Der Wert ist unsicher; die neuesten Messungen (3a) führen in $70^{\circ} N$ auf etwa 125 cm Wasser. Weiter wird das aus dem Zuwachsgebiet ins Abtraggebiet beförderte Eis an den schwimmenden Gletscherfronten durch Schmelzung und Eisbergbildung entfernt. Die beiden Faktoren lassen sich nicht trennen. Ein Versuch dazu durch Bestimmung des Salzgehalts in einem Fjord mit einem produktiven Gletscher war nicht erfolgreich (38). Jedoch werden beide zusammen durch die Bestimmung des Eisnachschiebs nahe den Gletscherenden erfaßt. Auf der Westseite Grönlands scheint weitgehende Übereinstimmung über eine Lieferung von 110 Gigatonnen im Jahr zu bestehen (7) (14) (75). Es bestätigt sich, daß der Humboldt-gletscher in $79-80^{\circ} N$ trotz großer Breite sehr unproduktiv ist (94). Dagegen können die Gletscher der Melvillebucht eine etwas größere Eisbergbildung haben (61) als in (75) angegeben.

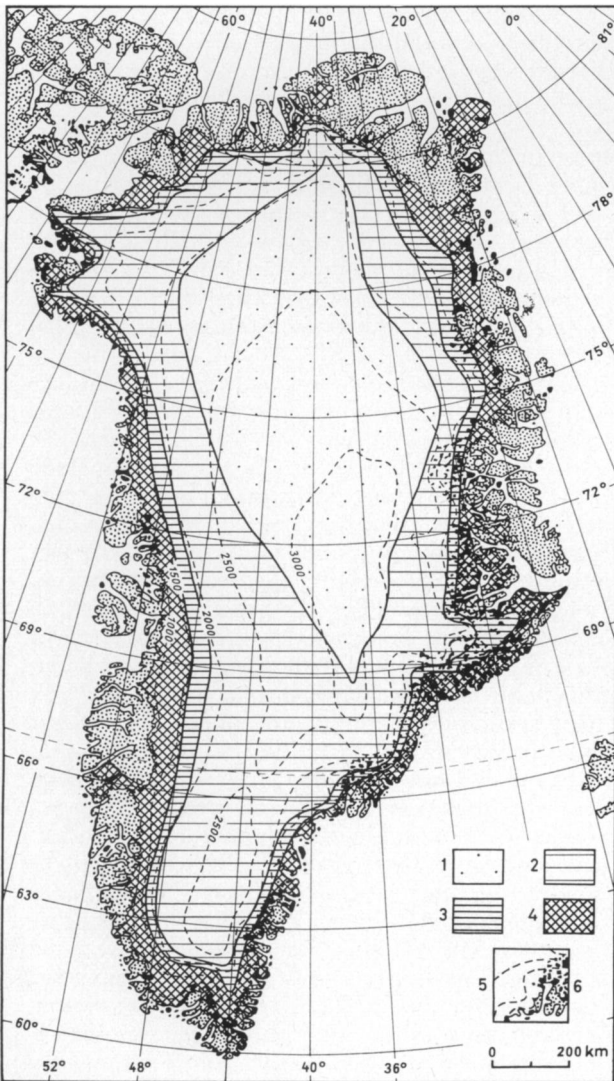


Abb. 4: Typen der Oberflächenbeschaffenheit des grönländischen Inlandeises (nach BENSON, Lit. 14).

1 Trockenschneefazies; 2 Sickerfazies; 3 Durchrängungsfazies; 4 Abtragungsfazies; 5 Höhenlinien der Inlandeis-Oberfläche; 6 unvergletschertes Land.

Für den Massenverlust an der Ostküste sind wir immer noch auf Schätzungen angewiesen. BAUER (7) und ihm folgend BENSON (14) und BADER (5) geben der Ostküste denselben Betrag von 110 Gigatonnen wie der Westküste. Das scheint jedoch, wie schon in (75) ausgeführt, wesentlich zuviel. Die Zahl der sehr produktiven Gletscher an der Ostküste ist wohl geringer als an der Westküste; zudem kommt gerade bei einigen der produktiveren ein Teil des Eises nicht vom eigentlichen Inlandeis, sondern entstammt den vorgelagerten Küstengebirgen. LAUGE KOCH (62), ein genauer Kenner aller Grönlandküsten, findet auch die Eisbergbil-



Abb. 5: Mittlerer Jahreszuwachs des grönländischen Inlandeises in cm Wasserwert (nach BADER, Lit. 5).

1 Inlandeis und Gletscher mit Höhenlinien; 2 unvergletschertes Land.

dung der Ostküste „nicht vergleichbar mit derjenigen der Westküste“. So ergibt sich mit geringer Abänderung der Werte von BADER (5) und BENSON (14) der folgende wahrscheinliche Massenhaushalt des grönländischen Inlandeises:

	Gebiet (Mill. qkm)	Mittelwert cm Wasser (g/qcm)	Gesamtbeitrag Gigatonnen
Zuwachs	1,47	34	+ 500
Abtrag	0,25	—110	—280
Inlandeis	1,72	13	+ 220
Eisberge West			—110
Eisberge Ost			— 55
Gesamthaushalt			+ 55

Der Massenhaushalt schließt also mit einem kleinen Zuwachsposten ab, der ein jährliches Wachstum des Inlandeises von 3 cm Wasser bedeuten würde. Einen gegenwärtigen Massenzuwachs des Inlandeises hat auch BADER (5) vermutet. Direkte Beobachtungen am Eisrand lassen keinen Schluß auf den gegenwärtigen Massenhaushalt im ganzen zu. Als interessante Einzelheit sei erwähnt, daß am Rande des Inlandeises in $71^{\circ} 11' N$, $51^{\circ} 7' W$ in 950 m Höhe sich die Eisoberfläche am Nunatak Scheideck von 1931 bis 1961 um 6 Meter gesenkt hat (63).

Um ein Gleichgewicht zwischen Zuwachs und Abtrag herzustellen, müßte das Zuwachsgebiet um $\frac{1}{40}$ verringert, das Abtraggebiet um $\frac{1}{6}$ vergrößert werden; das ist möglich, aber nicht wahrscheinlich. Oder der mittlere Zuwachs müßte um ein Zehntel, von 34 auf 31 cm im Jahr herabgesetzt werden, was wegen der verhältnismäßig guten Kenntnis des Zuwachses kaum vertretbar ist, oder der mittlere Abtrag müßte um $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{5}$, von 110 auf 135 cm im Jahr erhöht werden. Das ist angesichts der mangelhaften Kenntnis dieses Anteils möglich. Oder die Eisberglieferung der Ostküste müßte doch denselben Betrag erreichen wie an der Westküste, was nach dem oben Gesagten kaum zutrifft. Oder ein Zusammenspiel kleinerer Veränderungen der verschiedenen Beträge könnte das Gleichgewicht herstellen. Angesichts der bestehenden Unsicherheiten läßt sich also nur sagen, daß das grönländische Inlandeis eher Zeichen einer Zunahme zeigt (5), daß es im Gleichgewicht sein kann (14) (75), daß aber für eine erhebliche Massenabnahme, wie sie in der Gegenwart bei der großen Mehrzahl der Gebirgsgletscher der Erde zu beobachten ist, keine Anzeichen vorliegen. Es sei hier angemerkt, daß dieses Ergebnis, in Verbindung mit einem entsprechenden für die Antarktis, zu dem Schluß führt, daß das weltweite Ansteigen des Meeresspiegels in den letzten Jahrzehnten (24) (80) auf andere Gründe als das Schwinden des Landeises auf der Erde zurückgeführt werden muß.

Auf wenigstens einem Querschnitt des Inlandeises wird es in einigen Jahren möglich sein, die Frage einer Zunahme oder Abnahme der Eismasse einer Prüfung zu unterziehen. Das im Jahre 1959 auf einem West-Ost-Querschnitt über 600 km durchgeführte Nivellement (56) (79) hat die relative Höhe und Lage von 55 sorgfältig gekennzeichneten Punkten zwischen der Diskobucht und der Station Jarl-Joset so genau festgelegt, daß die für 1966 geplante Wiederholung es gestatten wird, jede erhebliche Höhenänderung der Inlandeisoberfläche festzustellen.

V. Die Bewegung des Inlandeises

Die Geschwindigkeit einer Anzahl von Gletschern, die vom Inlandeis abfließen, insbesondere

der schnellbewegten Eisströme der Westseite, ist seit fast einem Jahrhundert wiederholt gemessen worden. Aus jüngerer Zeit stammt eine eingehende Studie des Equip Sermia im Nordosten der Diskobucht (8). Über die Frontveränderungen der Gletscher im Südwesten Grönlands (121), des Upernavik-Eisstroms (120) und des Jakobshavn-Eisstroms (41), ist kürzlich berichtet worden, ebenso über den Eisrand in Nordgrönland (26). Man hat in den letzten Jahren mehrfach versucht, die Bewegung grönländischer Gletscher durch wiederholte Luftbildaufnahmen festzustellen (9) (36) (55).

Über die Bewegung des eigentlichen Inlandeises ist im Augenblick noch wenig bekannt (91). An einer Stelle mit Landsicht 27 km vom Rande ($69^{\circ} 40' N$, $49^{\circ} 37' W$) bewegt sich das Eis 30 m im Jahr (88). Die Bestimmung der Eisgeschwindigkeit auf dem offenen Inlandeis begegnet erheblichen Schwierigkeiten. Es ist versucht worden, die Bewegung durch wiederholte astronomische Ortsbestimmung festzustellen; die Ergebnisse innerhalb eines Zeitraums von vier Jahren sind noch nicht verlässlich (105) (111) (112). Die Möglichkeit scheint zu bestehen, eine vermarkte Strecke von mehreren hundert Kilometern Länge selbst bei nur einseitigem Festpunkt aus der Luft mit solcher Genauigkeit aufzunehmen, daß Verschiebungen der Marken um wenige Meter gemessen werden können (22) (37). Die im Sommer 1959 von der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition durchgeführte Entfernungsmessung mit Tellurometern, die auf einem Querschnitt in etwa 70° Breite zwischen West- und Ostrand 104 Stellen mit einer Genauigkeit von wenigen Dezimetern bestimmt hat (56) (70), wird bei der geplanten Wiederholung einen Überblick über die Bewegungsverhältnisse geben. Leider sind die im Jahre 1956 errichteten und mit sehr großer Genauigkeit festgelegten 10 m hohen Türme im Herzen des Inlandeises (Hiran-Stationen) (38) mit einer möglichen Ausnahme nicht wieder eingemessen worden (5).

Über die Bewegungen des Eises unterhalb der Oberfläche besteht ein ausgedehntes theoretisches Schrifttum (47) (91). Durch Beobachtungen ist fast nichts bekannt. Nimmt man stationäre Verhältnisse an, so muß an der Gleichgewichtslinie nahe der Firngrenze durch einen Querschnitt ebensoviel Eis abfließen wie im Zuwachsgebiet anfällt. Kennt man den Zuwachs oberhalb und die Eisdicke an dieser Stelle, so ist die mittlere Durchflußgeschwindigkeit festgelegt. An der erwähnten Stelle, Lager 4 der Expéditions Polaires Françaises, ergibt sich die so berechnete Geschwindigkeit als das Mehrfache der gemessenen (88). Zwei Erklärungen sind möglich, abgesehen von der Möglichkeit nichtstationärer Verhältnisse. Entweder

bewegt sich das Eis in der Tiefe schneller als an der Oberfläche. Dieses „Quetschfließen“ (extrusion flow) ist für das Inlandeis und andere Gletscher mehrfach vermutet worden (27) (32). Jedoch ist es weder durch die Verformung von Bohrlöchern im Inlandeis bestätigt, noch scheint es mit neuen Theorien über das Fließen von Gletschereis vereinbar zu sein. Oder ein Teil des im Hinterland anfallenden Zuwachses wird oberhalb der Meßstelle durch die Eisbewegung in der Tiefe seitlich entfernt. Die Karte des seismisch erloteten Untergrundes (57) läßt diese Erklärung zu; die Gestaltung des Felsbodens legt nahe, daß das Eis vom Oberflächengefälle abweichend den tiefliegenden Gebieten im Hintergrund des Jakobhavn-Eisstroms zufließt.

Die Eisscheide liegt an der Oberfläche näher der Ostseite des Inlandeises, und die Küstengebirge des Ostens hemmen den Abfluß in östlicher Richtung. Das hat zur Folge, daß an der Oberfläche mehr Eis in westlicher als in östlicher Richtung vom Inlandeis abfließt. Wie sich die Bewegungen in der Tiefe verhalten, steht noch dahin (47) (49).

VI. Die Eistemperaturen

SORGE (103) hat zum ersten Male darauf hingewiesen, daß entgegen aller Erwartung die Temperatur im Inlandeis nicht mit der Tiefe zunahm. Seitdem hat sich diese Tatsache, ja sogar eine Abnahme mit der Tiefe, bei mehreren Tiefbohrungen im Inlandeis Grönlands und der Antarktis bestätigt (49) (52). An der Zuverlässigkeit dieser Feststellung ist kein Zweifel möglich (53) (117). In einer Tiefe von 400 m war bei einer Bohrung in 77° N, 56° W, Site 2, noch eine Temperaturabnahme mit der Tiefe gemessen und die unzweifelhaft in Bodennähe vorhandene Schicht mit Temperaturzunahme mit der Tiefe nicht erreicht. (Tiefere Bohrlöcher sind hier kürzlich bis 700 m niedergebracht worden; ob unterhalb 400 m eine Temperaturzunahme mit der Tiefe gemessen wurde, ist nicht bekannt.) Allerdings hat das Eis an dieser Stelle eine Dicke von 2200 m, so daß die Temperaturmessung knapp ein Fünftel der Eismasse umfaßt. Es ist geplant, in nächster Zeit Löcher bis zum Boden von Inlandeis zu schmelzen; es wird möglich sein, die Eistemperaturen trotz der benutzten Bohrmethode einwandfrei zu messen (6).

Die beobachtete Temperaturabnahme mit der Tiefe wirft die Frage auf, was mit der ständig aus dem Erdinnern zuströmenden und der am Boden durch Reibung erzeugten Wärme geschieht, wenn die Temperatur am Gletscherboden unter dem Gefrierpunkt des Eises liegt. (Bei Schmelztemperatur kann sie durch Schmelzung an der Unterseite des Gletschers verbraucht werden.) Das Verschwinden

der Temperaturzunahme mit der Tiefe läßt sich damit erklären (95) (96), daß im Zuwachsgebiet eines stationären bewegten Inlandeises eine an der Oberfläche abgelagerte Schicht allmählich in die Tiefe rückt, während sich neue Schichten darüberlegen. Das Material dieser Schicht ist also kälter, als der Tiefe entspricht, in der sie sich nun befindet, und ein Teil der von unten zuströmenden Wärme wird dazu verwandt, das Eis auf die seiner neuen Tiefe entsprechende Temperatur zu erwärmen. So wird der Strom der Erdwärme und der am Gletscherboden erzeugten Reibungswärme schon in den unteren Eisschichten dauernd vermindert. Je höher man geht, um so weniger Wärme braucht nach oben geleitet zu werden, und ein sehr, möglicherweise verschwindend kleiner Temperaturgradient in den oberen, bisher durch Messungen erfaßten Schichten reicht dazu aus.

Dieser kleine Temperaturgradient kann dann auf zwei Weisen in eine Temperaturabnahme mit der Tiefe verwandelt werden. Erstens wird das Eis, das sich an einer gegebenen Stelle unterhalb der Oberfläche befindet, nicht an Ort und Stelle, sondern in größerer Höhe und somit bei im Mittel niedrigerer als der örtlichen Temperatur abgelagert. Es bringt also eine fremdbürtige, niedere Temperatur mit, die eine Temperaturabnahme mit der Tiefe an Ort und Stelle ergeben kann. Zweitens kann die Temperaturabnahme durch eine Klimaänderung verursacht sein. In einer kälteren Periode abgelagertes Eis bewahrt seine fossile Kälte unter später abgelagerten wärmeren Schichten. Mit Rücksicht auf die vor etwa 60 Jahren einsetzende Erwärmung der Arktis und insbesondere Grönlands läßt sich ein solcher Einfluß nicht von der Hand weisen.

Damit hat die Temperaturabnahme mit der Tiefe grundsätzlich ihre Erklärung gefunden. Im Einzelfalle führt die Errechnung der Temperaturverteilung in der Senkrechten in einem bewegten und anwachsenden Inlandeis mit örtlich und zeitlich wechselnder Oberflächentemperatur zu sehr komplizierten Fragen der Wärmeleitung; darauf sei hier nicht näher eingegangen (58). Doch sei bemerkt, daß die Temperaturverhältnisse eng zusammenhängen mit der Frage, ob der Boden unterhalb des Eises gefroren ist und damit mit dem Ausmaß der auflockernden und ausräumenden Tätigkeit von Inlandeis (18).

Literatur

1. ALLEN, C. F. and MILLER, S. W.: Seismic measurements on the Greenland Ice Cap. U. S. Army, Transportation Corps. Final Report Operation Ice Cap, 1953.
2. AMBACH, W.: Investigations of the heat balance in the area of ablation of the Greenland ice cap. *Folia Geographica Danica*, 9, 1961, 9—11, und: *Archiv Met., Geoph., Bioklim.*, B, 10, 1960, 279—288.

3. —: Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises (superimposed ice) für den Massen- und Energiehaushalt eines Gletschers. Zeitschr. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 4, 1961, 169—189.
- 3a. —: Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablationszone des grönländischen Inlandeises. (EGIG. 4 no 4). Medd. om Grønland. 174 (4), København 1963.
4. *Arctic Institute of North America*. Arctic Bibliography (Hrg. M. Tremaine). Dept. of Defense, 1—... , 1953 —... (jährlich).
5. BADER, H.: The Greenland ice sheet. U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL). Cold Science and Engineering, part 1, section 2, Hanover, 1961.
6. —: Scope, problems and potential value of deep core drilling in ice sheets. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 58, 1962.
7. BAUER, A.: The balance of the Greenland ice sheet. J. Glac. 2, 1955, 456—462.
8. —: Le Glacier de l'Eqe. Actualités Scientifiques et Industrielles, 1225, 1955.
9. BAUSSART, M.: Essai de détermination par photogrammétrie de la vitesse superficielle d'un glacier du Groenland. Ass. Int. d'Hydrologie Scientifique, Publication 47, 1958.
10. BEDEL, B.: Déterminations altimétriques par mesures barométriques corrigées. Ann. de Géoph., 10, 1954, 162—167. — Exp. Pol. Franç., Rapports Scientifiques N IV, 1.
11. —: Les observations météorologiques de la Station Française du Groenland. II, du 5 septembre 1950 au 15 août 1951. Conditions atmosphériques au surface. 1956.
12. BELKNAP, R. L.: Meteorological report of the Michigan-Pan American Greenland Expedition. University of Michigan Greenland Expeditions 1926—1933. Reports, 2, 1941, 157—197.
13. BENDER, T. A.: Bibliography on the climate of Greenland. U. S. Weather Bureau, Office of Climatology. Foreign Area Section. Washington, 1957.
14. BENSON, C. S.: Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. U.S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment. Research Report 70, 1962, und: Physical Geography of Greenland. Folia Geographica Danica IX, 1961, 13—35.
15. BENTLEY, R., POMEROY, P. W., DORMAN, H. J.: Seismic measurements on the Greenland ice cap., I, Studies at 76° 59' N, 56° 5' W., Ann. de Géoph., 13, 1957, 253—285.
16. BOUCHÉ, M.: Les observations météorologiques de la Station Française du Groenland. Conditions atmosphériques au surface, I, du 5 septembre 1949 au 20 juin 1950. Expéd. Pol. Franç. 1954.
17. BOURGOIN, J. P.: La réfraction terrestre dans les basses couches de l'atmosphère sur l'inlandsis groenlandais. Ann. de Géoph. 10, 1954, 168—174.
18. BOYÉ, M.: Glaciaire et periglaciaire de l'Ata Sund nord-oriental, Groenland. Actualités Scient. et Industr. 1111, 1950.
19. BROCKAMP, B.: Nachtrag zu den wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener. Neues Jahrb. f. Geol. und Paläont., Abh., 93, 1951, 177—233.
20. —: Erweiterter Nachtrag zu den wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener. Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. Reihe B. Angewandte Geodäsie. Heft 48, München 1959. (Mit Berichtigung.)
21. BULL, C.: Seismic investigations on the northern part of the Greenland ice sheet. Geogr. J. 122, 1956, 219—225.
22. —: Measurement of the surface velocity of inland parts of the antarctic ice sheet by an aerial triangulation method. Int. Ass. Scient. Hydr., Publication 61, 1963, 144—146.
23. CAILLEUX, A.: Premiers enseignements glaciologiques des expéditions polaires Françaises. Revue de Géomorph. Dyn. 3, 1952, 1—19.
24. —: Récentes variations du niveau des mers. Bull. Soc. Géol. de France, sér. 6, II, 1952.
25. CHAUCHON, R. et GAILLARD, B.: Glaciologie et météorologie, Exp. Pol. Franç., Campagnes au Groenland 1952 et 1953. Rapports Prél. 25, 1954.
26. DAVIES, W. E. and KRINSLEY, D. B.: The recent regime of the ice cap margin in North Greenland. Ass. Int. d'Hydr. Scient., Colloque d'Obergurgl. Publ. 58, 1962, 119—130.
27. DEMOREST, M.: Ice sheets. Bull. Geol. Soc. America. 54, 1943, 363—400.
28. DE QUERVAIN, A.: Ergebnisse der Schweizerischen Grönlandexpedition. Schweizer. Naturf. Ges., Denkschriften, Bd. 53, Basel 1920.
29. *Deutsche Grönlandexpedition Alfred Wegener*. Wiss., Erg., Bd. 2. Brockamp, B., Wölken, K., Sorge, E.: Seismische Messungen, 1933.
30. DIAMOND, M. and GERDEL, R. W.: Radiation measurements on the Greenland ice cap. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. Research Report 19, 1956.
31. DIAMOND, M.: Air temperature and precipitation on the Greenland ice cap. U.S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment. Research Report 43, 1958.
32. DRYGALSKI, E. v.: Die Bewegung von Gletschern und Inlandeisen. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 81, 1938, 273—283.
33. EPSTEIN, S. and BENSON, C.: Variations of the O^{18}/O^{16} ratio in Greenland snow. (In 14 erwähnt.)
34. EPSTEIN, S. and SHARP, R. P.: Oxygen—isotope studies. Am. Geoph. Union. Trans. 40, 1959, 81—84.
35. ETIENNE, E.: Expeditionsbericht der Grönland-Expedition der Universität Oxford 1938. Veröff. Geoph. Inst. d. Univ. Leipzig. 13, 1940.
36. FINSTERWALDER, R.: Measurement of ice velocity by air photogrammetry. Ass. Int. d'Hydr. Scient. Symposium de Chamonix. Publication 47, 1958.
37. FORREST, R. B.: The use of photogrammetric methods to investigate surface movement of the antarctic ice sheet. Ohio State Univ. Research Foundation, Project 1444, 1963.
38. FRISTRUP, B.: Recent investigations of the Greenland ice cap. Geogr. Tidskrift, 58, 1959, 1—29.
39. GEORGI, J., HOLZAPFEL, R., KOPP, W.: Wiss. Erg. d. D. Grönlandexp. Alfred Wegener. Bd. 4, Meteorologie, 1935 und 1939.
40. GEORGI, J.: Das Klima des grönländischen Inlandeises und seine Einwirkung auf die Umgebung. Abh. Naturw. Verein Bremen, 31, 1939, 408—467.
- 40a. —: Im Eis vergraben. (Neuausgabe.) F. A. Brockhaus, Leipzig, 1957.
41. —: Der Rückgang des Jakobshavns Isbrae, West-Grönland 69° N. Medd. om Grønland 158 (5), 1959, 53—70.
42. —: Die Absolutwerte der 1929/31 in Grönland ausgeführten Strahlungsmessungen. Polarforschung, 5, 1960, 58—63.
43. GERDEL, R. W.: A climatological study of the Greenland Ice Sheet, in: Physical Geography of Greenland. Folia Geographica Danica 9, 1961, 84—104.
44. GERKE, K.: Über die Ergebnisse der barometrischen Höhenmessung bei der Internationalen Glaziologischen Grönland-Expedition 1959. Polarforschung 5, 1961, 75—82.
45. GILBERT, G.: Estimation de l'altitude de la Station Centrale du Groenland, und BAUER, A.: Commentaire à la note de J. Gilbert. La Météorologie, 63, 1961, 293—299.

46. GRIFFITHS, T. M.: Some glacial investigations in the Thule area, Greenland, in: Physical Geography of Greenland. *Folia Geographica Danica* 9, 1961. Auch: Glaciological investigations in the Tuto area of Greenland. U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Techn. Rep. 47, 1960.
47. HAEFELI, R.: Contribution to the movement and the form of the ice sheets in the Arctic and Antarctica. *J. of Glac.* 3, 1961, 1133—1150.
48. HAMILTON, R. A. and ROLLITT, G.: Climatological tables for the site of the expedition's base at Britannia Sø and the station on the inland ice „Northice“. *Medd. om Grønland*, 158, Nr. 2, 1957. — Meteorological observations at „Northice“, Greenland. *Medd. om Grønland*, 158, Nr. 3, 1957.
49. HANSEN, B. L. and LANDAUER, J. K.: Some results of ice cap drill hole measurements. *Ass. Int. d'Hydr. Scient.*, Symposium de Chamonix. Publication 47. 1958, 313—317.
50. HANSON, K. J. and RUBIN, M. J.: Heat exchange at the snow-air interface at the South Pole. *Journal Geoph. Res.* 67, 1962, 3415—3424.
51. HAYWOOD, L. J. and HOLLEYMAN, J. B.: Climatological means and extremes on the Greenland ice sheet. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Research Report 78, 1961.
52. HEUBERGER J.-C.: Forages sur l'Inlandsis. *Exp. Pol. Franç.*, *Actualités Scientifiques et Industrielles* 1214, 1954.
53. —: Mesures de température dans l'ice-cap du Groenland. *Geofisica Pura et Applicata* 34, 1956, 71—73.
54. HOBBS, W. H.: The glacial anticyclones; the poles of the atmospheric circulation. Macmillan, New York, 1926.
55. HOFMANN, W.: Die Bestimmung der Gletschergeschwindigkeit aus Luftbildern. *Bildmessung und Luftbildwesen* 1958, 71—88.
56. —: Die geodätische Lagemessung bei der Sommerkampagne 1959 der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpeditionen (EGIG). *Zeitschr. f. Vermessungswesen* 1960, 46—56.
57. HOLTZSCHERER, J. J. und BAUER, A.: Contribution à la connaissance de l'inlandsis du Groenland. *Exp. Pol. Franç.*, *Résultats Scientifiques* N III, 2; N II, 3. Paris 1954.
58. JENSSSEN, D. und RADOK, U.: Heat conduction in thinning ice sheets. *J. Glac.* 4, 1963, 387—397.
59. JOSET, A. et HOLTZSCHERER, J.-J.: Sondages sismiques au Groenland. 3ième partie. Détermination des épaisseurs de l'Inlandsis du Groenland. *Ann. de Géoph.* 10, 1954, 351—381.
60. KOCH, J. P. und WEGENER, A.: Wissenschaftliche Ergebnisse der dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912 - 13., *Medd. om Grønland* 75, 1930.
61. KOCH, L.: Contributions to the glaciology of North Greenland. *Medd. om Grønland*, 65, 1928.
62. —: The East Greenland ice. *Medd. om Grønland* 130 (3), 1945.
63. KOGLBAUER, M. (Graz, Österr.): Persönliche Mitteilung.
64. KOHLSCHÜTTER, E.: Die Lage der Station Eismitte. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 86, 1940, 406—409.
65. KOPP, W.: Die Oststation. *Wiss. Erg. d. D. Grönlandexped. Alfred Wegener*, Bd. 4, 1. Halbband. Das Beobachtungsmaterial. 1935.
66. KOSIBA, A.: *Grønlandia. Ksiąznica — Atlas*, Lwow - Warszawa. 1937.
67. KOVLYAKOV, V. M.: Sneschnii pokrov Antarktidi i evrol' v sovremennom oledenanii materika. (Die Schneedecke der Antarktis und ihre Rolle in der gegenwärtigen Vergletscherung des Kontinentes.) Ergebnisse der Arbeiten im Programm des Int. Geoph. Jahres, Glaziologie 7, Moskau, Akademie der Wissenschaften.
68. LANGWAY, C. C.: Some physical and chemical investigations of a 411 meter deep Greenland ice core and their relationship to accumulation. *Int. Ass. Hydr.*, Symposium of Obergurgl. Publication 58, 1962, 101—118.
69. —: Accumulation and temperature on the inland ice of North Greenland, 1959. *J. of Glac.* 3, 1961, 1017—1044, und unveröffentlichte Werte (CRREL).
70. LICHTÉ, H.: Internationale Glaziologische Grönlandexpedition. *Z. f. Vermessungswesen*, 82, 1957, 1—19.
71. LINDSAY, M.: British Trans-Greenland Expedition. *Appendices. Geogr. J.* 86, 1935, 235.
72. LISTER, H. and TAYLOR, P. F.: Heat balance and ablation on an arctic glacier. *Medd. om Grønland*, 158 (7), 1961.
73. LOEWE, F.: Höhenmessungen mit Hilfe aerologischer Registrierungen. *Geografisk Tidsskrift* 36, 1933, 169—176.
74. —: Das Klima des grönländischen Inlandeises. Köppen und Geiger, *Handb. d. Klimatologie* II, K, 1935.
75. —: Höhenverhältnisse und Massenhaushalt des grönländischen Inlandeises. *Gerlands Beitr. z. Geoph.* 46, 1936, 317—330; 48, 1936, 86—89.
76. —: Fortschritte in der physikalisch-geographischen Kenntnis der Antarktis. *Erdkunde*, 13, 1962, 81—92.
77. —: On the mass economy of the interior of the antarctic ice cap. *Journal of Geophysical Research* 67, 1962, 5171—5177.
78. LOEWE, F. und WEGENER, K.: Die Schneepegelbeobachtungen. *Deutsche Grönlandexped. Alfred Wegener*, *Wiss. Erg.* 1, 1933, 153—171.
79. MÄLZER, H.: Die Höhenmessung bei der Sommerkampagne 1959 der Internationalen Glaziologischen Grönland-Expedition. *Z. f. Vermessungswesen*, 1960, 275.
80. MAKSIMOV, I. V.: Ismenenie urovija mironogo okeana v svjasi... etc. (Spiegelschwankungen des Weltmeeres bei Änderungen des antarktischen Inlandeises.) *Informationshefte der sowjetischen Antarktisexpedition* 19, 1960, 5—7.
81. MELLOR, M.: Building on polar ice caps. *Polar Notes*, Occasional Publications of Stefansson Collection III, Dartmouth 1961.
82. —: Oversnow transport. *Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL)*. U.S.-Army, Cold Regions Science and Engineering, III A 4. Hanover 1963.
83. —: Oversnow travel: flying. *Polar Notes*, Occasional Publications of Stefansson Collection V, 1963, 36—51.
84. MILLER, D. H.: The influence of snow cover on local climate in Greenland. *Journal of Meteorology* 13, 1956, 112—120.
85. MIRRLEES, S. T. A.: Meteorological results of the British Arctic Air-Route Expedition 1930—31. *Meteorological Office, Geophys. Memoirs* 61, 1934.
86. NEVIÈRE, J.: Déterminations des altitudes au sol par mesures effectuées dans l'avion. *Exp. Pol. Franç. Rapport préliminaire de la Campagne au Groenland 1949. Série Scientifique* Nr. 10. 1950.
87. —: Géodésie. *Exp. Pol. Franç. Exp. Arctiques 1948—1951. Campagne au Groenland 1950. Rap. prélim. Série Scientifique*, Nr. 15, 23—41.
88. —: Nivellement géodésique sur l'inlandsis. *Exp. Pol. Franç., Rapports Scientifiques*, N III, 1. und *Ann. de Géoph.* 10, 1954, 66—88.
89. NOBLES, L. H.: Glaciological investigations, Nunatarsuaq ice ramp. U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. Techn. Report 66, 1960.
90. PATTERSON, W. S. B.: Altitudes on the inland ice in North Greenland. *Medd. om Grønland* 137 (1), 1958.
91. PHILBERT, K.: Ecoulement de la glace groenlandaise. *Revue de Géomorph. Dynamique* 13, 1962, 18—25.
92. RAGLE, R. H.: Unpublished SIPRE Report, quoted in 45.

93. RAGLE, R. H. and DAVIS, T. C.: South Greenland traverses. *J. Glac.*, 4, 1962, 129—131.
94. RASMUSSEN, K.: The IIInd Thule Expedition, *Medd. om Grønland* 65, 1928, 1—180.
95. ROBIN, G. de Q.: Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. *J. Glac.* 2, 1955, 523—532.
96. —: Some factors affecting the temperature distribution in large ice sheets. *Int. Ass. Scient. Hydrology., Assembly Rome*, 4, 1954, 411—420.
97. RUBIN, M. J.: Atmospheric advection and the antarctic mass and heat budget. In: *Antarctic Research*, Am. Geoph. Union, Geoph. Monographs 7, 1962, 148—159.
98. RUSIN, N. P.: *Meteorologicheskii i radiatsionnii rejim Antarktidi*. Leningrad, Hydrometeoizdat. 1961.
99. SCHYTT, V.: Glaciological investigations in the Thule Ramp area. U.S. Army, Snow, Ice and Permafrost Res. Establishment. *Techn. Rep.* 28, 1955.
100. *Snow, Ice and Permafrost, Bibliography on . . .* with abstracts. SIPRE Report 12, 1—, 1951— . Bd. 1—4 unter: Annotated Bibliography on Snow, Ice and Permafrost. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. Corps of Engineers, U.S. Army, jährlich.
101. *Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, U. S. Army*. 1956 Greenland field Research. Preliminary Reports. 1956.
102. SORGE, E.: Die ersten Dickenmessungen des grönländischen Inlandeises. *Z. f. Geophysik*, 6, 1930, 22—31.
103. —: Glaziologische Untersuchungen in Eismitte. *Wiss. Erg. D. Grönlandexp. Alfred Wegener*, Bd. 3, 1935.
104. TSCHAEN, L.: Groenland 1948-1949-1950. *Astronomie, nivellement géodésique sur l'inlandsis*. *Exp. Pol. Franç.* 1959.
105. TSCHAEN, L. et BAUER, A.: Le mouvement de la partie centrale de l'inlandsis du Groenland. *Ass. Int. d'Hydr. Scient. Symposium de Chamonix. Physique du Mouvement de la Glace*. Publication 47, 1958, 37—42.
106. *United States Air Force. Air Weather Service: Site 2 weather records*.
107. *U. S. Weather Bureau*. Climatological data for antarctic stations. Washington 1963.
108. VOWINCKEL, E.: Cloud amount and type over the Arctic. McGill University Arctic Meteorology Research Group. *Publications in Meteorology* 51, Montreal 1962.
109. VOWINCKEL, E. and ORVIG, S.: Relation between solar radiation income and cloud type in the Arctic. *J. of Applied Meteorology*, 1, 1962, 552—559.
110. WAGER, W.: *Camp Century, city under the ice*. Chilton, Philadelphia 1962.
111. WALLERSTEIN, G.: Movement observations on the Greenland ice cap. U.S. Army, Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. *Special Report* 24, 1957.
112. —: Movement observations on the Greenland ice sheet. *J. Glac.* 3, 1958, 207—210.
113. WATKINS, H. G.: The British Arctic Air Route Expedition. Appendix 4, Survey, by A. Stephenson. *Geogr. J.* 79, 1932, 488—491.
114. WEERTMAN, J.: Mechanism of the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *J. Glac.* 3, 1961, 965—978.
115. —: Stability of ice age ice caps. Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL). *Research Report* 97, 1962.
116. WEGENER, K. und HOLZAPFEL, R.: *Das Schneefegen*. D. Grönlandexp. Alfred Wegener. *Wiss. Erg. Bd. I*, 172—174.
117. WEGENER, K.: Die Temperatur im grönländischen Inlandeis. *Geofisica Pura e Applicata* 34, 1956, 71—73.
118. —: Die Mächtigkeit des grönländischen Inlandeises nach Schweremessungen. *Gerl. Beitr. z. Geoph.* 60, 1944, 157—162.
119. WEGMANN, C. E.: Einleitung zur Vortragsreihe über die Geologie von Grönland. *Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen*, 16, 1939, 29—46.
120. WEIDICK, A.: Frontal variations at Upernavik Isstrøm in the last 100 years. *Medd. Dansk Geol. Foren.* 14, 1958, 52—60.
121. —: Glacial variations in West Greenland in historical time. *Medd. om Grønland* 158 (4), 1959.
122. WEIKEN, K.: Vorläufiger Bericht über die Deutsche Grönlandexpedition Alfred Wegener. Schweremessungen u. trigonometrisches Nivellement. *Zeitschrift Ges. Erdkunde Berlin* 1932, 128—132.
123. —: Die Schweremessungen. *Deutsche Grönlandexped. Alfred Wegener, Wiss. Erg. Bd. 5*, 1940.
124. WINSTON, J. S. and KRISHNA RAO: Preliminary study of planetary-scale outgoing long-wave radiation as derived from Tiros 4 measurements. *Monthly Weather Review* 90, 1962, 307—310.

BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

EINE KLIMAKARTE DER RHEINLANDE

Mit 3 Abbildungen und 1 Kartenbeilage

HANS BÖHM

Summary: A climatic map of the Rhinelands.

The maps of the mean annual precipitation, mean actual annual, January and July temperatures of the climatic atlases of the States of the Federal Republic of Germany were used jointly in producing by graphical synthesis this map of the climatic elements of the Rhineland 1 : 1 million (map on left). The critical values of the original isotherm maps were retained, those of the precipitation maps were reduced to 500, 600, 700, 900, 1200 and 1400 mm. and over. Combinations of climatic elements, typical for the Rhinelands, emerge clearly from the key arranged in the form of a system of coordinates. By means of hygrothermal values the combinations of annual temperature and precipitation can be read off the ordinate and the January and July temperature combination off the abscissa.

In the map of climatic provinces (on the right) an attempt has been made to arrange typical local climatic types and to establish climatic provinces and sub provinces.

Die vorliegende Klimakarte der Rheinlande 1 : 1 Mill. ist der Versuch, auf Grund des in den Klimatatlanten der Bundesländer enthaltenen Materials zu einer Klimakarte zu gelangen. Jede Klimakarte verlangt eine Synthese einzelner meteorologischer Elemente, deren Anzahl immer dem Kartenmaßstab entsprechend sein muß. Bei einer Klassifikation der Klimate der Erde oder einzelner Erdteile können nur wenige Elemente verwendet werden, während bei großmaßstäbigeren Darstellungen wie z. B. des Klimas Mitteleuropas oder wie hier des Rheinlandes weit mehr berücksichtigt werden können. Die hier angewandte Methode läßt sich auch auf andere Räume übertragen, sie wird jedoch immer an einen Maßstab von etwa 1 : 1 Mill. gebunden bleiben müssen. Von