

des 15. Jahrhunderts blühten und sogar die europäischen Kleidermoden des Zeitalters mitgemacht haben, also in leidlichem wirtschaftlichem Wohlstand gelebt haben müssen. Auch im 16. Jahrhundert existierten sie noch. Ihr Ende ist also zweifelhaft.

Die eigentlichen Polarfahrten kamen jedenfalls erst im 16. Jahrhundert wieder auf: mit Chancellors Fahrt zur Dwinamündung 1553—1554, mit Frobishers Neuentdeckung von Grönland 1577 und Barents' Neuentdeckung von Spitzbergen 1596. Auch die normannischen Reisen ins nordwestliche Grönland scheinen lange Zeit völlig aufgehört zu haben und wurden erst 1587 durch den Engländer John Davis erneut aufgenommen.

## Zur Frage des Wasserhaushalts in der Antarktis

Zum Gedenken an W. Meinardus.

Von Dr. Hans-Peter Kosack, Remagen.

In zwei Arbeiten hat sich W. Meinardus (1925, 1928) mit dem Wasserhaushalt der Antarktis heute und in der Eiszeit auseinandergesetzt. Diese Arbeiten beruhen im wesentlichen auf den Ergebnissen der klassischen Expeditionen aus der Zeit vor dem Ersten Weltkriege. Seither sind zahlreiche neue Erkenntnisse und Beobachtungen gewonnen worden, und es wird nun möglich, mit Hilfe des neuen Materials eine ähnliche Untersuchung vorzunehmen.

Hinzu tritt eine weitere Ueberlegung. Meinardus hat einen ausgeglichenen Wasserhaushalt angenommen, in welchem sich Zu- und Abgang die Waage halten. Aus vielerlei Anzeichen können wir aber entnehmen, daß dies in der Natur nicht der Fall ist. Vielmehr besteht unsere Aufgabe gerade darin, festzustellen, ob das Eis in der Antarktis wächst oder langsam abnimmt, in welchem Zeitverhältnis der Vorgang abläuft, und ob eine Beschleunigung oder Verlangsamung des Vorganges angenommen werden kann.

Die nachstehende Arbeit behandelt zunächst den mittleren jährlichen Zuwachs, anschließend dann die Vorgänge, welche zur Abnahme des Eisvolumens führen, am schließlich die Bilanz aus beiden zu ziehen.

### Der Niederschlag in der Antarktis.

In seiner Klimakunde der Antarktis schrieb Meinardus (1938), daß es nicht möglich sei, auf Grund der damals vorliegenden Werte eine Niederschlagskarte zu entwerfen. Seit jener Zeit sind nun einige Stationen sowohl am Küstenrande der Antarktis als auch auf Inseln des freien Ozeans hinzugekommen, so daß ich den Versuch gemacht habe, eine Karte der Verteilung der Niederschläge zu entwerfen, um zu einer angenäherten Zahl des Gesamtniederschlags in der Antarktis zu kommen. Bevor wir jedoch die Karte diskutieren, müssen noch die Schwierigkeiten, welche bei Niederschlagsmessungen in der Antarktis auftreten, zum besseren Verständnis des absoluten Wertes der Zahlen kurz gestreift werden.

Die Messung mit Niederschlagsmessern (Regenmessern), wie sie auf den früheren Expeditionen verwendet wurden, gibt meist falsche Werte. Hierfür sind folgende Gründe maßgebend:

1. Infolge des meist starken Windes (Sturmhäufigkeit) wird, da der Niederschlag zumeist in Form von Schnee ausfällt, ein großer Teil über das Meßgefäß hinweggeblasen. Das Niederschlagsmeßgerät zeigt also weniger Niederschlag an, als tatsächlich gefallen ist.

2. Im gleichen Sinne wirkt die Turbulenz im Meßgefäß selbst. Es ist möglich, daß durch einen Luftwirbel im Gefäßkörper bereits abgelagerter Niederschlag wieder herausgesaugt wird.

3. Mehr Niederschlag als tatsächlich gefallen ist, wird das Meßgerät in solchen Fällen anzeigen, wo, ebenfalls durch den Wind bedingt, Feg- oder Treibschnee, der also nicht direkt von Niederschlägen herrührt, transportiert wird. Es kann sogar vorkommen, daß in Wirklichkeit überhaupt kein Niederschlag gefallen ist und daß die gesamte gemessene Niederschlagsmenge von Fegschnee herrührt.

4. Nicht erfaßt wird die Menge der durch Reifbildung oder durch Eisdelfall sich absetzenden Luftfeuchtigkeit. Diese Niederschlagsformen sind im Innern des Kontinents häufig, Voraussetzung ist windstilles Wetter mit feuchter Luft und Kälte, während die das Ergebnis ändernden Windwirkungen hauptsächlich an der Küste auftreten.

Neben der direkten Messung kann man den Niederschlag aus der Schneehöhe bestimmen, die an Objekten, deren Grundfläche ursprünglich mit der Oberfläche identisch oder deren Tiefe bekannt ist, in bekannten Zeiträumen aufgehäuft ist. Solche Objekte können Hütten, Flaggenstangen, Radiomasten oder dergleichen sein. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß die vorhandene Schneemenge nicht dem Niederschlag entspricht, sondern nur dem Zuwachs (Niederschlag minus Schneeverwehung, Verdunstung, Schmelzung). In Gebieten mit häufigen Stürmen kann daher dieser Zuwachs auch negative Werte erreichen, wie spätere Beispiele zeigen (Adélieland).

Daneben gibt es die Möglichkeit, an künstlichen Profilen die Bänderung der obersten Schnee- (Firn-, Eis-) lagen zu messen. Diese Bänderung ergibt sich durch den Wechsel weichen Sommer- und harten Winterschnees.

Um die verschiedenen Messungen miteinander vergleichbar zu machen, mißt man nun nicht die Schneehöhe, sondern schmilzt den Niederschlag und bestimmt die Wasserhöhe. Dies ist erforderlich, weil der Schnee locker oder kompakt liegen und bei gleicher Niederschlagsmenge verschiedene Schneehöhen ergeben kann. Auch für Vergleichsberechnungen mit Eis und Firn ist der Uebergang zur gleichen Wertigkeit (Wasser) notwendig. Nur mit diesen Vorbehalten hinsichtlich der Meßgenauigkeit sind die Zahlen der folgenden Tabelle zu benutzen.

#### Niederschlagsmengen der Antarktis und Subantarktis in mm (Wasser).

Südgeorgien	1509	Snow-Hill-Insel	315
Laurie-Insel	427	Weddell-Meer	110
Gough-Insel	» 1500	Maudheim	(300)
Marion-Insel	2202	Gaußstation	800
Kerguelen	1012	Robertson-Bucht, Westseite	400
Heard-Insel	1026	Kap Adare	360
Neu-Amsterdam	» 1000	Kap Evans	230
Macquarie	1335	Depot, Ross-Schelfeis	(190)
Campbell-Insel	» 1400	Walbucht	600
Belgica-Meer	700	Adélieland	(— 375)
Petermann-Insel	339	König-Georg-V.-Land	(— 165)
Wandel-Insel	348	Südpol	ca. 20

#### Diskussion der Zahlen.

Die Niederschlagsziffer von Südgeorgien gilt für die in Lee liegende Station Grytviken und stellt das Mittel von langjährigen Beobachtungen (Zeitraum 1903 bis 1925) dar. Entnommen wurde der Wert dem Antarctic Pilot (1948); E. Aubert de la Rüe (1953) gibt einen Wert von 1485 mm. Uebrigens ist hier der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag, wie auf allen subantarktischen Stationen, nicht sehr groß.

Auf der Laurie-Insel bezieht sich der Wert auf den langen Zeitraum von 1903—1937; er darf als Mittelwert als gesichert gelten. Ihn benutzt auch Meinardus (1938).

Von der Gough-Insel liegt mir leider kein Originalmaterial vor. Der Wert wurde der Arbeit von E. Aubert de la Rüe (1953) entnommen.

Auf der Marion-Insel begannen die fortlaufenden Messungen erst im Januar 1947. Der hier benutzte Wert wurde der Klimatabelle für Marion für die Jahre 1948—1953 von J. La Grange (1954) entnommen.

Von Kerguelen liegt ein von Meinardus (1938) berechnetes Jahresmittel von 852 mm aus dem Jahre 1901 vor. Seit 1950 besteht eine französische Station in Port-aux-Français, die für 1951; 934 und für 1952; 1251 mm maß. Es zeigt sich aus diesen Zahlen ein Anstieg der Niederschläge seit 50 Jahren, dem auch ein entsprechender Temperaturanstieg parallel geht, wie E. Aubert de la Rüe (1953) mitteilt. Für die Niederschlagskarte habe ich aus den drei Werten das Mittel gebildet, auf das es hier allein ankommt, solange die Ursache des Temperatur-, Turbulenz- und Niederschlagsanstieges noch nicht geklärt ist. Auch Port-aux-Français liegt im Windschatten, an der Luvseite ist der Niederschlag höher (Steigungsregen); ich habe ihn provisorisch dem Wert von Marion gleichgesetzt.

Von der Heard-Insel sind bis jetzt vier Jahresreihen veröffentlicht, von denen das Jahr 1948 nicht vollständig vorliegt. Die Resultate wurden in den ANARE-Reports von Gibbs, Gotley und Martin (1952/1953) veröffentlicht. Die Exposition der Meßstelle ist nur durch die vorgelagerte Laurens-Halbinsel beeinträchtigt, an der aber keine Steigungsregen auszufallen scheinen. Die Winde aus den Nord- und Westsektoren wehen ungehindert, und gerade sie bringen den meisten Niederschlag.

Die Station auf Neu-Amsterdam liegt auf dem Nordhang des Plateaus. Den Mittelwert gibt E. Aubert de la Rüe (1953) an.

Von Macquarie besitzen wir die Messungen der australischen Station 1911 bis 1915 sowie die vier Jahresreihen der ANARE-Reports, die ebenfalls von Gibbs, Gotley und Martin (1952/53) veröffentlicht wurden. Aus diesen Jahresreihen wurde das Mittel gebildet.

Auf Campbell richtete Neuseeland eine Wetterstation im Jahre 1941 ein, von welcher das Niederschlagsmittel durch E. Aubert de la Rüe mitgeteilt wird (1953).

Die Zuverlässigkeit, Position der Meßpunkte, Jahresreihen für die meisten antarktischen Stationen diskutierte Meinardus (1938) und berechnete hierfür auch die Mittel. Einige neuere Ergänzungen teilte A. Court (1952) mit. Dies gilt für die Stationen Petermann- und Wandel-Insel, Robertson-Bucht, Kap Adare, Kap Evans und Walbucht. Neu sind die Angaben für Maudheim und König-Georg-V.-Land, die wir F. Loewe (1954,1) verdanken, sowie eine Notiz für Adélieland in einer Arbeit von Loewe (1954,2).

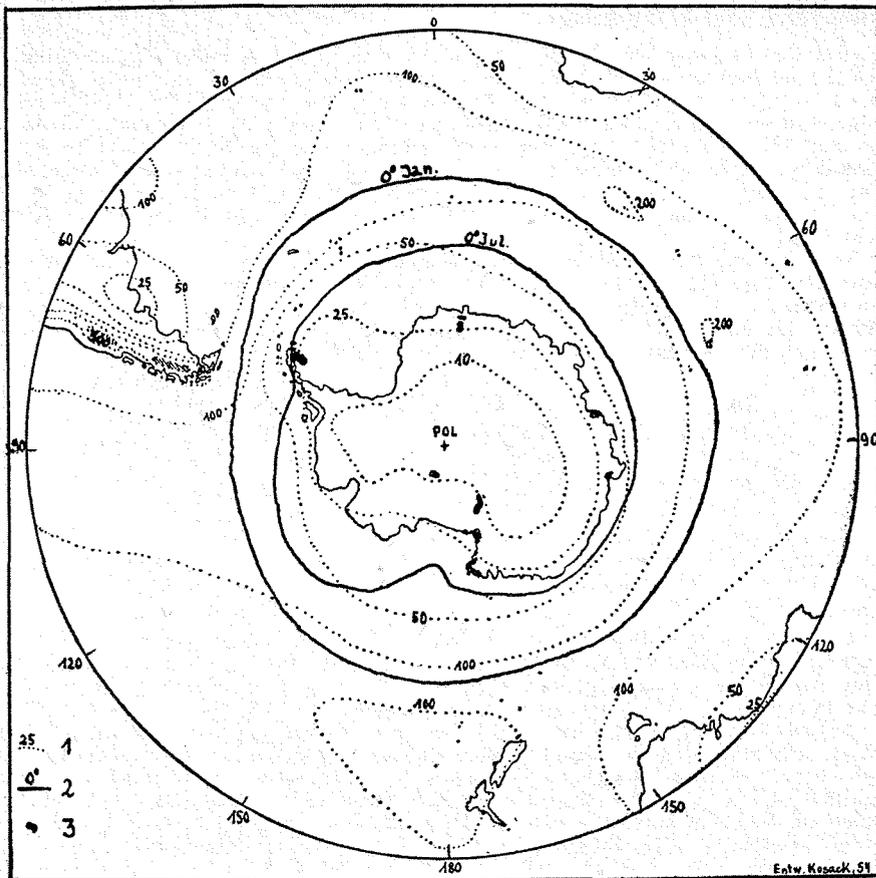
Bei den Zahlen ist zu beachten, daß die Angaben von Maudheim, für das Depot auf dem Roß-Schelfeis, für die Walbucht und für Adélieland berechnete Werte sind, die aus Messungen der Schneemächtigkeit nach Ablauf mehrerer Jahre oder durch Profilbeobachtungen ermittelt wurden. Sie lassen sich also nicht mit den anderen Werten ohne weiteres vergleichen und wurden daher in der Tabelle in Klammern gesetzt.

### **Konstruktion der Karte.**

Die meisten Niederschlagskarten der Erde behandeln nur das Festland. Eine neuere Darstellung, die auch die Seegebiete mit behandelt, gibt Obolenskij (1938), die jedoch im Süden mit 50° S abschließt. Die Fortsetzung der Darstellung nach Süden wurde unter Berichtigung der Ausgangskarte im Grenzbereich an Hand der vorliegenden Zahlen versucht. Hierbei ergab sich folgendes Bild (s. Karte).

Die Westwindzone, besser gesagt, die Zone der wandernden Zyklonen, springt auch über den Ozeanen als Gebiet hoher Niederschläge hervor. Sicher sind die Resultate für Marion oder Heard, vielleicht auch für Neu-Amsterdam, orographisch beeinflusst dagegen diejenigen für Grytviken, Port-aux-Français oder z. T. auch Laurie, die sich ausgesprochen in Leelage befinden. Die hohen Niederschläge dieses Gürtels sind also nicht nur durch die Zufälligkeiten der Inseln und ihres Baues bedingt, sondern reell.

Nach Süden zu nimmt der Niederschlag allmählich ab. Auf den vorgelagerten Meeren ist er noch relativ hoch (Gauß-Station, Belgica-Meer), erreicht längs der



Niederschlagsverteilung im Südpolargebiet.

1. Isohyeten in cm
2. Isothermen von 0° für Januar und Juli
3. Lage größerer eisfreier Gebiete, z. T. mit Schmelzwasserseen.

gesamten Küste des Kontinents Werte von 300 mm und fällt dann sehr rasch ab. Im Adélieland beobachtete Loewe (1954,1) in 21 km von der Küste nur noch 180 mm, in 40 km nur 140. Auch das Depot auf dem Roß-Schelfeis zeigt das gleiche Bild. Das Schelfeis verhält sich also wie Land und wurde daher in die weiteren Betrachtungen mit einbezogen.

Noch weiter nach Süden fällt die Niederschlagshöhe immer mehr, um am Pol einen Minimalwert von 20 mm (Meinardus) bis 50 mm (Kidson) zu erreichen (Court 1952).

Als Anomalie ist das Weddell-Meer anzusehen, das ein ausgesprochenes Trockengebiet darstellt.

## Ernährung des Inlandeises.

Auf der beigegebenen Karte sind neben den Linien gleichen Niederschlages auch die Isothermen von 0° des kältesten Monats (Juli) und des wärmsten Monats (Januar) eingetragen. Innerhalb des Ringes der Juli-Isotherme fällt aller Niederschlag in Form von Schnee, Eisnadeln, Griesel oder einfachem Reifansatz. Außerhalb der Januar-Isotherme fällt der meiste Niederschlag als Regen. Einzelne Ausnahmefälle, durch Singularitäten des Wetters bedingt, ändern dieses Mittelbild nicht. So wurde auf allen Südkontinenten Schneefall bis in subtropische Gebiete hinein beobachtet, andererseits hat es auch schon Regen auf 78° S in der Walbucht gegeben.

Der jährliche Niederschlag im Südpolargebiet wurde nun auf folgende Weise bestimmt. Die Flächen zwischen 1—10, 10—25 und 25—50 mm wurden ausplanimetriert. Als Resultate ergaben sich die Flächeninhalte der nachstehenden Tabelle. Als Mittelwert wurde das arithmetrische Mittel zwischen den Schwellenwerten gewählt. Hierdurch entstand folgende Tabelle:

Stufe	km <sup>2</sup>	Volumen des Niederschlags/Jahr in km <sup>3</sup> als Wasser gemessen
1—10 mm	3 490 · 10 <sup>3</sup>	174,5
10—25 mm	6 550 · 10 <sup>3</sup>	1146,25
25—50 mm	4 068 · 10 <sup>3</sup>	1525,5
Ges. Antarktis	14 108 · 10 <sup>3</sup>	2846,25

Hieraus errechnet sich der mittlere Niederschlag der Antarktis auf 201 mm. Zum Vergleich: Meinardus kam zu einem Wert von etwa 70 mm, Kidson zu etwa 90 mm, beide allerdings für die innere Antarktis ohne die Küstengebiete (Court 1952).

### Ablation.

Unter Ablation wollen wir alle Vorgänge zusammenfassen, die zu einer Verminderung des Eisvolumens führen, mit Ausnahme des Kalbungsvorganges. Es sollen hier insbesondere eigentliche Schmelzung und Schneeverdriftung auf das Meer hinaus, sowie Verdunstung behandelt werden.

Ueber Schmelzvorgänge haben wir keinerlei Meßwerte. Obwohl das gesamte Gebiet sich innerhalb der Schneegrenze befindet, sind doch Schmelzvorgänge zu beobachten. In Neu-Schwabenland zeigen Luftbilder aus dem Gebiet zwischen Wohlthat-Massiv und der Schirmacher-Seenplatte, daß oberflächliche Schmelzströme im Sommer entstehen, die in Schmelzwasserseen ausmünden. Die Schirmacher-Seenplatte, der Bonney-See im Trockental am Mac-Murdo-Sund, der Schmelzwasserstrom am Westrande des Koettlitzgletschers und seine Zuflüsse aus den Fingertälern an der Ostflanke der Royal-Society-Kette mit ihren Seen, sowie die großen Grabentäler am Fuß der Britannia-Kette südlich davon, die kleinen Seen auf der Halbinsel Kap Evans und des Ridley-Strandes am Kap Adare, endlich der große See im Nordwestteil der Roß-Insel vor Grahamland, der Süßwasser führt, all diese Vorkommen deuten auf oberflächliche oder subglaziale Schmelzvorgänge.

Weitflächige Ablation, die auf Verdunstung der Eisoberfläche zurückgeht, ist durch Gould vom Roß-Schelfeis berichtet worden (Odell, 1952). Am Fuß des Horstgebirges nimmt die absolute Höhe der Tafel merklich ab; aber gerade hier müßte sie unter normalen Voraussetzungen am stärksten sein, da die Gletscher vom Inlandeis der Polarhochfläche einmünden, die doch die Eisplatte ernähren. Die Erniedrigung der Tafel beruht auf weitflächiger Ablation durch die starken Fallwinde, die von der Polarhochfläche durch die Gletschertäler abfließen, sich hierbei adiabatisch erwärmen und somit relativ trocken sind, so daß sie in größerem Ausmaße Eis und Schnee zu sublimieren vermögen. Die Erniedrigung des Eises beträgt nach den Höhenbeobachtungen der Oberfläche etwa 20 Meter (Kosack, 1954).

Der Schneeverdriftungsvorgang ist bisher nur vom König-Georg-V.-Land exakt bestimmt worden. Hier erreichte bei einem starken Süd Sturm von 850 km/h nach Madigan (Loewe, 1954,1) die Menge des auf das Meer hinausgewehten Schnees

25 Millionen Tonnen. Im Mittel ergibt sich pro Jahr eine Verdriftung, die einer Niederschlagsmenge von 165 mm entspricht, also mehr als die Hälfte des Gesamtniederschlags in dieser Region (300 mm). Diese Zahlen sind so groß, daß Meinardus glaubte, es läge ein Rechenfehler vor; er gibt in seiner Klimakunde (1938) einen Wert, der nur  $\frac{1}{100}$  des tatsächlich gemessenen beträgt. Loewe (1951,1) stellte diesen Irrtum richtig.

Schmelzung plus Schneeverdriftung, also reinen Abgang, stellen die Werte dar, die Court (1952) nach Poulter aus der Walbucht berichtet ( $-300$  mm). Ebenso ist der von den Expéditions Polaires Françaises (Loewe, 1954,2) gemessene Wert im Adélieland auf Windverwehung plus Schmelzung zu verbuchen. An einem 1951 an geschützter Stelle eingerammten Seezeichen zeigte 1953 die jährliche Abnahme den Wert von 1 m, was 375 mm Wasser entspricht.

Die Schmelz- und Verdriftungsvorgänge sind an bestimmte Bedingungen gebunden. Verdriftung gibt es nur an Küsten gegen die offene See. Diese Küsten haben eine Länge von 24 300 km (Kosack, 1953). Nach den Beobachtungen von Loewe (1954,1) wird davon ein Gebiet betroffen, das etwa 300 km ins Inland reicht, also insgesamt  $7290 \cdot 10^3$  km<sup>2</sup>. Andererseits ist es hierzu erforderlich, daß der Wind mit verhältnismäßig großer Geschwindigkeit abströmt, was maximal im Adélieland vor sich geht, aber auch aus anderen Teilen der Antarktis bekannt ist (Blizzards im Gebiet des Mac-Robertson-Landes 1954, vergl. Australian Expedition (1954); in Neu-Schwabenland sind sie aus morphologischen Anzeichen erschlossen). Ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich den im König-Georg-V.-Land gemessenen Wert von 165 mm Wasser für das gesamte Gebiet als Mittelwert ansetze, was  $1202,85$  km<sup>3</sup> Wasser entspricht.

Vom Inlande liegen keine Messungen vor. Am Pol berechnet Meinardus einen Verlust von 10 mm. Nehmen wir den von der Walbucht vorliegenden Wert von 300 mm als Maximal-Grenzwert, so erhalten wir für das Innere eine mittlere Abnahme durch Schmelzung, Verdunstung und Windabdrift von 145 mm, was  $952,01$  km<sup>3</sup> Wasser für die gesamte Antarktis ausmacht.

### Gletscherverlust.

Nicht unbeträchtliche Verluste entstehen durch Kalbung der Gletscher. Einerseits sind riesige Eisberge von der Größe des Bodensees bekannt geworden, andererseits haben wir direkte Beobachtungen von Aenderungen an der Küste. Das Filchner-Schelfeis ist von 1912 bis 1947 in seiner ganzen Breite um 110 km zurückgegangen. Die Termination-Eiszunge, zu Wilkes Zeiten so mächtig, daß er Land darunter vermutete, bestand 1912 aus einem schmalen, 110 km langen Eissporn, der 1931 völlig verschwunden war. Die Nordkante des Schelfeises im König-Georg-VI.-Sund ist von 1941 bis 1948 um 56 km in der ganzen Breite zurückgewichen. Die Schwankungen an der Roß-Barriere sind besser bekannt, auch hier besteht seit 1841 ein bemerkenswerter Rückgang.

Kleinere Kalbungsgebiete bilden die Eisströme, die „Langues glaciaires“ der Franzosen, „Ice streams“ der Engländer, „Channel glaciers“ der Amerikaner (Roscoe, 1954). Ihr Mechanismus ist noch hypothetisch, doch darf ich hierzu eine eigene Theorie einflechten.

Die Eisströme scheinen durch die Oberfläche des Untergrundes bedingt zu sein. Ein senkrecht zur Küste laufendes Tal genügt zu ihrer Entstehung. Dieses Tal bedingt nicht nur direkten Eisabfluß, sondern auch Zufluß vom Inlandeis von den „Talflanken“ her. Der seitliche Druck vergrößert den Außendruck in der zentralen Längsregion derart, daß das Eis nach außen gegen die Küste gepreßt wird und hier eine Eiszunge vorschiebt (Merz-, Ninnisgletscher). Durch den Druck von drei Seiten wird aber auch das Eis im Eisstrom selbst zusammengepreßt und beginnt dadurch labiler zu werden, vereinzelt auch wohl am Boden zu schmelzen, so daß die Unterlage schlüpfriger wird als die des benachbarten, nicht in Talungen gelegenen Inlandeises, dessen Grundsicht sogar festgefroren bleiben kann. Die labileren Eispakete im Eisstrom erhöhen zudem ihre Temperatur, so daß auch Temperaturdifferenzen entstehen, die zur (Quasi-) Eisturbulenz beitragen. Die Eis-

zunge, dem Gezeitenhub ausgesetzt, bricht ganz oder in Teilen ab und vergrößert dadurch den Substanzverlust des Inlandeises überhaupt.

Den jährlichen Eisverlust berechnet Meinardus auf  $640 \text{ km}^3$ , was einem Volumen von  $550 \text{ km}^3$  Wasser entspricht.

### Bilanz.

In der folgenden Tabelle sind die Werte, die wir bisher gefunden haben, zusammengestellt.

#### Jahresbilanz des Antarktischen Eises in $\text{km}^3$ Wasservolumen.

Jährlicher Zuwachs		2846,25
Ablation	2045,66	
Schneeverdriftung der Küstenzone	1202,85	
Eisbergverlust	550,00	
Jährlicher Verlust	3798,51	— 3798,51
Defizit		— 952,26

Das antarktische Inlandeis ist also in Abnahme begriffen. Die Abnahme entspricht 67 mm Wasser oder einer Schicht von 1,8 m Schnee. Würde diese Abnahme unter gleichen Bedingungen fortgehen wie heute, wäre in 18 000 Jahren das gesamte antarktische Eis verschwunden.

Allerdings ist die Wahrscheinlichkeit gleichbleibender Bedingungen äußerst gering, da bei allgemeiner Abnahme der Eisbedeckung der Wärmehaushalt im Sommer sich grundlegend verändert.

### Zur Frage des Eisrückganges seit dem Diluvium.

In einer bemerkenswerten Arbeit, die mir freundlichst vom Verfasser vor Drucklegung zur Einsichtnahme zur Verfügung gestellt wurde, berechnet A. Bauer (1955) das Volumen des antarktischen Inlandeises auf  $17,0 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  Wasser, das des Schelfeises auf  $0,16 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  Wasser. Das gesamte Volumen ist also  $17,16 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ .

Im Diluvium war das Eisvolumen größer. Hochliegende Randmoränen, früherer Gletscherbesatz in heute eisfreien Gebieten, Ueberfahrungen sind allenthalben aus der Antarktis bekannt. Aus der Fülle der Beobachtungen greife ich hier nur einige heraus. In Grahamland war die maximale Eisbedeckung 304 m mächtiger als heute, am Gaußberg, der gänzlich überfahren war, mindestens 350 m. Die britischen Expeditionen stellten fossile Moränen in einer Höhe von 270 m fest (Odell, 1952).

Im Mittel habe ich eine zusätzliche Eismächtigkeit von 300 m angenommen, was einen Volumenzuwachs von  $4,32 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  ergibt. Zu diesem vertikalen Zuwachs tritt ein horizontaler; das Eis füllte die Flachseen, wie Roß- und Weddell-See bis auf die Höhe der fossilen submarinen Moränen aus. Am Rande des Kontinents reichte es bis an die Bankreihe, die von der Mawson-Bank bis Enderbyland sich hinzieht. Ich habe als Grenze die Außengrenze dieser Bänke angenommen. Hier lag das Eis aber auf Grund, im Mittel muß es eine Mächtigkeit von 540 m in diesem etwa  $1,4 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  großen Gebiet gehabt haben (Odell, 1952). Somit ergibt sich ein weiteres zusätzliches Volumen von  $0,75 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  (Wasser).

#### Diluviales Volumen

Heutiges Volumen	$17,16 \cdot 10^6 \text{ km}^3$
Inlandeiserhöhung	4,23
Diluviales Küsteneis	0,75
Gesamtvolumen	$22,14 \cdot 10^6 \text{ km}^3$

Unter Beibehaltung heutiger Bedingungen könnte der diluviale Ueberschuß von  $4,98 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  innerhalb von 5200 Jahren verschwunden sein. Da jedoch auch hier eine allgemeine Veränderung der Bedingungen angenommen werden muß, da die frühere größere Eisbedeckung einer Abnahme durch Ablation zumindest entgegenwirkte, dürfte sich der Vorgang auf einen viel längeren Zeitraum erstreckt haben.

Setzen wir theoretisch die maximale Vereisung in der Antarktis mit der letzten Vereisung im Norden parallel, die vor etwa 120 000 Jahren herrschte (Grahmann, 1953), so ergibt dies im Mittel eine Abnahme von 6,26 mm Wassersäule. Diese Zahl muß bei Beginn des Eisabbaues wesentlich geringer gewesen sein, während die Beschleunigung erst in den letzten 10- bis 20 000 Jahren einsetzte, womit auch zahlenmäßig die Theorie der Selbstverstärkung des Schmelzvorganges belegt werden könnte.

#### Abschluß,

Die oben angeführten Zahlen und Berechnungen sind natürlich nur mit Vorbehalt richtig. Sowohl die Berechnung des tatsächlichen Niederschlages, als auch die Bestimmung des Ablationswertes sind unsicher, da das vorhandene Beobachtungsmaterial, auf dem sie beruhen, noch überaus lückenhaft ist. Auch der von Meinardus berechnete Wert für den Eisverlust ist bisher noch nicht nachgeprüft und dürfte vielleicht späteren Aenderungen unterliegen.

Für den Fall, daß z. B. der für Adélieland ermittelte Wert von 375 mm Ablation/Jahr richtig wäre, würde sich das jährliche Defizit auf 2473,16 km<sup>3</sup> belaufen, was einer Abnahme von 175 mm/Jahr für die gesamte Antarktis entspricht; nimmt man statt der arithmetisch gewonnenen Ablation von 10—300 mm den von Meinardus errechneten Wert von 300 mm, so ergibt sich kein Defizit, sondern ein Ueberschuß von 670,41 km<sup>3</sup>/Jahr, der jedoch nicht vorhanden zu sein scheint, da das Eis fast überall stationär ist oder rückgehende Tendenz zeigt.

Nicht berücksichtigt wurde ferner der Schmelzbetrag, der unter freischwimmendem Schelfeis möglicherweise auftritt. Der Kontakt des kalten Eises mit wärmerem Meereswasser an seiner Unterfläche kann theoretisch bewirken, daß Eis schmilzt, ebenso gut aber auch, daß sich weiteres Eis ansetzt, je nachdem, ob das Temperaturgefälle sich nach außen oder innen verlagert. Debenham nimmt in seiner Arbeit über die Roß-Barriere (1948) und neuerdings bei der Frage der Entstehung arktischer Eisinseln (1954) das letztere an; dagegen spricht, daß im Laufe der Zeit das Flachmeer unter den Eistafeln in diesem Falle verschwunden sein müßte, da eine oberflächliche Abtragung mit dem Ansatz von unten nicht Schritt halten könnte, besonders bei Berücksichtigung diluvialer Verhältnisse, wie wir oben gesehen haben.

Trotzdem glaube ich, daß die oben errechneten Werte interessant genug sind, um glaziologische Vorgänge besser zu verstehen. Sie stehen ferner in Uebereinstimmung mit ähnlichen Werten aus Grönland, wo parallele Verhältnisse, nur in kleinerem Maßstab, herrschen, wie die Arbeit von A. Bauer (1954) beweist. Diese letztere gab mir die Anregung zu dieser Studie. Ueber die Konzeption der Firngrenze in der Antarktis soll an anderer Stelle berichtet werden.

#### Literatur

- Antarctic Pilot (1948): London: Admiralty. 2d ed. Meteorolog. Tafeln S. 82—98.  
Aubert de la Rüe, E. (1953): Les Terres Australes. Paris.  
The Australian Expedition (1954). Mainland station safely established. Antarctic News Bulletin 1954, 13, S. 1—3.  
Bauer, A. (1954): Synthèse glaciologique. Contribution de la connaissance de l'inlandsis du Groenland. Expédition Polaires Françaises. Résultats scientifiques. Paris. S. 27—54.  
Bauer, A. (1955): Nouvelle estimation de la valeur en eau de l'inlandsis antarctique. Paris. (In Vorbereitung).  
Court, A. (1952): Antarctic atmosphere circulation. Compendium of Meteorology. Boston S. 917 bis 941. Lit.  
Debenham, F. (1948): The problem of the great Ross Barrier. Geogr. Journ. Vol. 112, 4—6, S. 196 bis 218.  
Debenham, F. (1954): The ice islands of the Arctic. A hypothesis. Geogr. Review, Oct., S. 495—507.  
Gibbs, W. J., A. V. Gotley and A. R. Martin (1952): Meteorology. Vol. 1. Heard and Macquarie Islands 1948. Pt. 1a — c. — (1953): Vol. 2. Heard and Macquarie Islands 1949. — Vol. 3. Heard and Macquarie Islands 1950. — Vol. 4. Heard and Macquarie Islands 1951. — (ANARE Reports. Ser. D. Melbourne.)  
Grahmann, R. (1953): Das Eiszeitalter und der Übergang zur Gegenwart. Erdkundliches Wissen, Bd. 1. Remagen.  
Kosack, H. P. (1953): Gliederung der Kontinente. Geogr. Taschenbuch. Remagen. S. 239.

- Kosack, H. P. (1954): Karte der Antarktis in 4 Blatt. 1:4 000 000. Gotha, Perthes.
- La Grange, J. J. (1954): The South African Station on Marion Island, 1948—53. Polar Record Vol. 7, 48, S. 155—158.
- Loewe, F. (1954,1): Beiträge zur Kenntnis der Antarktis. Zum Gedächtnis von W. Meinardus. Erdkunde 8, H. 1, S. 1—15.
- Loewe, F. (1954,2): Glaciologie. Expédition en Terre Adélie 1951—1953. Rapports Préliminaires. Série scientifique 24. Paris. Expéditions Polaires Françaises. 2. Tl., S. 89.
- Meinardus, W. (1925): Über den Wasserhaushalt der Antarktis. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. S. 184—192.
- Meinardus, W. (1928): Der Wasserhaushalt der Antarktis in der Eiszeit. Ibidem. S. 137—172.
- Meinardus, W. (1938): Klimakunde der Antarktis. Handbuch der Klimatologie. Bd. IV., Tl. U. Berlin.
- Obolenskij, V. N. (1938): Meteorologija. Tl. 1. Moskau. S. 431.
- Odell, N. E. (1952): Antarctic glaciers and glaciology. In F. A. Simpson: The Antarctic today. Wellington. S. 25—55. (u. a. S. 50: Variations in the continental ice).
- Roscoe, J. (1954): „Ice streams“. Polar Record Vol. 7, 48., S. 231—232.

(Abgeschlossen Oktober 1954)

## Eine Hypothese über die Entstehung der Eisinseln

Von Dr. Arthur Kühn, Hannover.

Im Jahre 1946 entdeckten Flieger der US-Luftwaffe bei Versuchsflügen über dem arktischen Meer die erste schwimmende Eisinsel. Mehr als 50 weitere sind seither festgestellt worden, und eine von ihnen — T 3, heute Fletchers Ice Island genannt — ist über zwei Jahre hindurch während ihrer Drift im Nördlichen Eismeer mit einem ständigen Untersuchungsstrupp besetzt worden. Fletchers Ice Island mißt mehr als 48 qkm, bei einer Dicke von etwa 45 m; ihre Oberfläche ist von kilometerlangen Eisriffeln überzogen.

Für den Glaziologen ist die Festigkeit eines solchen großen, schwimmenden Eisfeldes, das auch die schweren Zusammenstöße mit dem Packeis und isolierten Eisbergen übersteht, eine erstaunliche Feststellung. Diese Festigkeit läßt auf eine besonders widerstandsfähige Struktur des Eises schließen und wirft damit die Frage nach der Herkunft und der Entstehung der arktischen Eisinseln auf.

Nach den Forschungsergebnissen der letzten Jahre dürfte die Küste von Ellesmereland das Entstehungsgebiet der Eisinseln sein. Hier sind schon auf früheren Polarexpeditionen vor mehr als hundert Jahren die riesigen, eigentümlich gewellten Eisflächen beobachtet worden, und in den Jahren 1953 und 1954 konnten sie auf eigens dafür angesetzten Erkundungsflügen abermals ermittelt werden. An der Küste von Ellesmereland finden sich alle Voraussetzungen für eine sinngemäße Erklärung der Entstehung dieser Eisinseln. Ellesmereland ist ein hocharktisches Wüstengebiet mit langer Frost- und nur sehr kurzer Auftauperiode, mit arktischem Trockenklima, geringen Schneefällen und mit einer Küste, die geringe Fluthöhen, weit in das Land eingreifende Fjorde und ein flaches Küstenmeer hat, das sich erst — weit vom Lande abgesetzt — langsam vertieft.

Aller Wahrscheinlichkeit nach entstehen die Eisinseln durch Fjordeis, das durch Zufrieren von unten an Mächtigkeit wächst und im kurzen hocharktischen Sommer an der Oberfläche nur geringe Verluste durch Auftauen erleidet. Über dem flachen Fjord- bzw. Küstenmeergrund kann die derart gewachsene Eismasse vorübergehend bis zum Meeresgrund reichen, aber immer nur vorübergehend; denn durch stärkeres oberflächliches Abtauen oder durch gelegentlichen kräftigeren Tidenhub wird es zwischendurch wieder flott, jetzt an seinem Untergrund eingefrorene Mengen von Boden und Geröll enthaltend. Diese Einsprengsel sind in mehrfacher Hinsicht von entscheidender Bedeutung; sie frieren langsam zur Oberfläche empor und gleichen somit Jahresringen; sie geben den Eisfeldern aber auch eine zusätzliche Festigkeit, die es ihnen ermöglicht, beim Abdriften die vorgelagerte Zone des mehr oder weniger aufgelösten Packeises ohne erhebliche Zerstörungen zu überwinden. Durchgeführte Bohrungen auf Fletchers Ice Island ergaben die interessante Feststellung, daß die eben angeführten „Jahresringe“, die Zonen der Bodeneinsprengsel, bei der im Eismeer schon geraume Zeit driftenden Insel nicht