

FORTSCHRITTE IN DER PHYSIKALISCH-GEOGRAPHISCHEN KENNTNIS DER ANTARKTIS*

FRITZ LOEWE

Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen

Summary:

Progresses in physic-geographical knowledge of Antarctica.

A number of publications giving regular progress reports on the exploration of the Antarctic are listed. The outline of the continent has been mapped almost completely. During extensive journeys with mechanically driven vehicles and during flights in the interior some hitherto unknown mountain ranges have been found. The mean height of the continent can be estimated to 2400 m; the maximum height of the ice cap reaches 4000 m. Geological, gravitational and seismic observations confirm that the continent consists tectonically of two main parts, one a continuation of the Andean chain, the other of the block type of the southern continents. The separating trough between the Ross and Weddell Seas is probably not completely continuous. A considerable part of the rock base of the ice cap lies today below sea level; but it has not the regular bowl shape of the underground of most of the Greenland ice cap. The mean thickness of the antarctic ice is of the order of 2000 m, its mass 25 million cbkm. The maximum thickness is 4250 m. The thickness of the big ice shelves increases towards the interior. Deep bore holes in the ice show to a depth of 300 m unexpectedly no increase of temperature with depth. This may be caused by the motion of the deeper ice from higher and colder regions or by a change of climate.

The mean annual accumulation on the ice cap can be estimated to 10—13 cm water equivalent. At present the loss of substance in the border regions does not seem to equal the accumulation. Whether the surplus can be removed by melting on the under-side of ice shelves, is doubtful.

Meteorological observations reveal in the interior extremely low temperatures. Stations at 78° S near 100° E at about 3500 m have an annual mean temperature of -55° with extremes to -88°. The South Pole has a mean of -49°. The decrease of temperature with height exceeds 1°/100 m. Notwithstanding very strong solar radiation in midsummer the antarctic continent is a strong sink of heat, mainly on account of the very high albedo of the snow cover. The big temperature gradient from the interior to the border might contribute to the stronger general circulation of the southern hemisphere. In earlier periods, with a bigger extent of ice caps on the northern hemisphere, the relation between the two hemispheres might have been reversed.

Die Polargebiete des Nordens und Südens sind in den letzten Jahren Gegenstand eingehender Erforschung gewesen. Insbesondere sind viele Lücken in der Kenntnis des kontinentgroßen antarktischen Inlandeises beseitigt worden. Zusammenfassungen des Kenntnisstandes zu Beginn dieses Zeitraumes finden sich in dem Werk von KOSACK (28) und in den von SIMPSON (63) und

der American Geophysical Union (3) herausgegebenen Sammelbänden. Für die meteorologischen und klimatischen Verhältnisse sei ein süd-afrikanisches Werk (72) erwähnt. Ein großer Teil der neuen Kenntnisse ist dem „Internationalen Geophysikalischen Jahr“ und seiner Fortsetzung, der „Internationalen Geophysikalischen Zusammenarbeit 1959“, zu verdanken (Abb. 1). Diese Ergebnisse, bei denen die Antarktis ein Hauptstudiengebiet bildete, sind frei verfügbar, und eine ausgedehnte internationale Organisation sammelt und verbreitet sie mit Hilfe von „Internationalen Sammelstellen“ für die verschiedenen Wissensgebiete. Über die Organisation der wissenschaftlichen Arbeiten in den Polargebieten unterrichten überstaatlich das „Bulletin“ der „Internationalen Vereinigung für Geodäsie und Geophysik“ (26) und für die Antarktis das „Scar Bulletin“ (Scar = Special Committee of Antarctic Research) (27). Viele Ergebnisse dieser Arbeiten finden sich im „Polar Record“ (44) und in den nationalen Veröffentlichungen, insbesondere dem „IGY Bulletin“ (1) (IGY = International Geophysical Year) der Vereinigten Staaten und in den „Informationsheften der antarktischen Sowjetexpeditionen“ und den Sammelbänden der „Antarktischen Sowjetexpedition“ (84) seit 1958.

I. Topographie

Grundlage aller geographischen Studien ist die Kenntnis der Lage. Im Nordpolargebiet ist der Küstenverlauf schon seit einiger Zeit mit hinreichender Genauigkeit fast überall bekannt gewesen. Die Küsten der Südpolarkontinente waren in den Jahren 1946—1948 bei den Unternehmen „Highjump“ (69) und „Windmill“ der Vereinigten Staaten von Amerika schon nahezu vollständig überflogen und aus der Luft photographiert worden. Für die kartographische Auswertung der Luftbilder fehlte es aber vielfach an Festpunkten, was sich ja schon bei den Aufnahmen der deutschen „Schwabenlandexpedition“ 1939 störend bemerkbar gemacht hatte (13). Seitdem sind im ganzen Umkreis der Antarktis eine große Zahl von Punkten astronomisch bestimmt worden.
*) Stand der Kenntnisse Mitte des Jahres 1960.

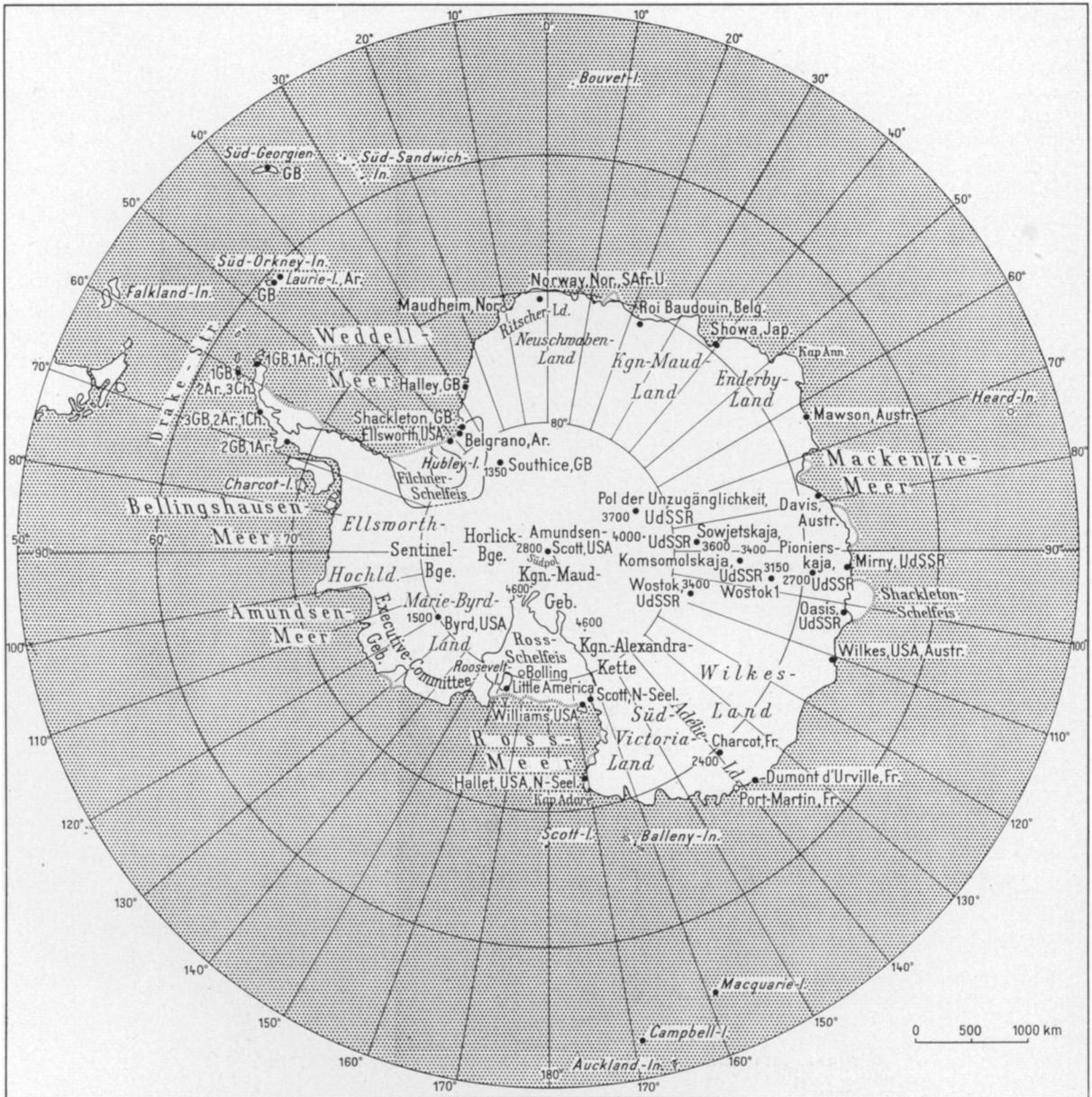


Abb. 1: Antarktische Stationen im Internationalen Geophysikalischen Jahr. (Volle Kreise).

den, auch längs der größten vorher unbetretenen Küstenstrecken, in der Weddell- und Bellingshausen-See (31), so daß die neuen Karten eine erhebliche Zuverlässigkeit besitzen und nur noch wenig voneinander abweichen (90). Von Spezialkarten seien die des französischen Sektors und des australischen zwischen 40° und 160° E (91) erwähnt.

Das Innere des Kontinents war bis vor kurzem fast nur in der Gegend des Rossmeeres bekannt; in den letzten 10 Jahren ist es in seinen Haupt-

zügen erschlossen worden. Dabei sind an verschiedenen Stellen eine Reihe von Gebirgen gefunden worden, die das Inland des Kontinents durchbrechen, so daß es nicht wie in Grönland eine lückenlose Decke bildet. Dabei hat sich herausgestellt, daß früher nur aus der Luft gesichtete Höhen vielfach erheblich überschätzt worden sind. Das gilt ebenso für die Berge von Neuschwabenland wie für die früher auf 6000 m Höhe geschätzte Executive-Kette, deren höchster Gipfel 4250 m Höhe nicht übersteigt (2). Es scheint, daß die höchsten Berge der Antarktis

sich auf der Südseite des Ross-Schelfeises befinden, mit Höhen bis zu 4700 m. Allerdings finden sich, besonders südlich des Indischen Ozeans, noch sehr weite Gebiete, deren Oberfläche ausschließlich von Eis gebildet wird.

Auf Grund der bisher vorliegenden Höhenmessungen und -schätzungen (90), die aber noch erhebliche Gebiete unberührt lassen und einer Auswertung der Karte (Abb. 2) (86), kann die mittlere Höhe des antarktischen Kontinents auf nicht weniger als 2400 m geschätzt werden, in guter Übereinstimmung mit dem Wert, den Meinardus vor 50 Jahren aus den Luftdruckverhältnissen erschlossen hat (38). Avsiuk findet eine noch größere Höhe (82). Etwa 4 Millionen qkm des Kontinents übersteigen eine Höhe von 3000 m; das ist etwa die doppelte Größe des tibetischen Hochlandes. In 81° S, 80° E steigt die Eiskuppel zu einer Höhe von 4000 m auf.

Die Dicke der Eisdecke des Kontinents ist an vielen Stellen durch seismische und Schwere-

messungen bestimmt worden, und in den größten Zügen ist die untereisische Struktur weithin bekannt. Dabei haben sich erhebliche Unterschiede der verschiedenen Teile herausgestellt, die im ganzen mit der Auffassung vereinbar sind, daß die antarktische Eismasse zwei verschiedene Strukturen verhüllt, die als Ostantarktis und Westantarktis, nach Kosack (28) als „Tafelantarktis“ und „Kettenantarktis“ unterschieden werden können. Wie in Grönland, liegen auch in der Antarktis weite Teile des Felsuntergrundes unter dem Meeresspiegel. Zahlreiche Schwere-messungen zeigen, daß in beiden Fällen im allgemeinen eine isostatische Lagerung vorliegt; der Felssockel ist durch das Gewicht der darauf lagernden Eislast in entsprechende Tiefe hinuntergedrückt. Avsiuk (82) schätzt im Mittel diese Absenkung auf 700 m, entsprechend einer Eisdicke von 1900 m. Schumski (58) scheint eine erheblich größere Eisdicke für wahrscheinlich zu halten. An vielen Stellen, an denen er heute

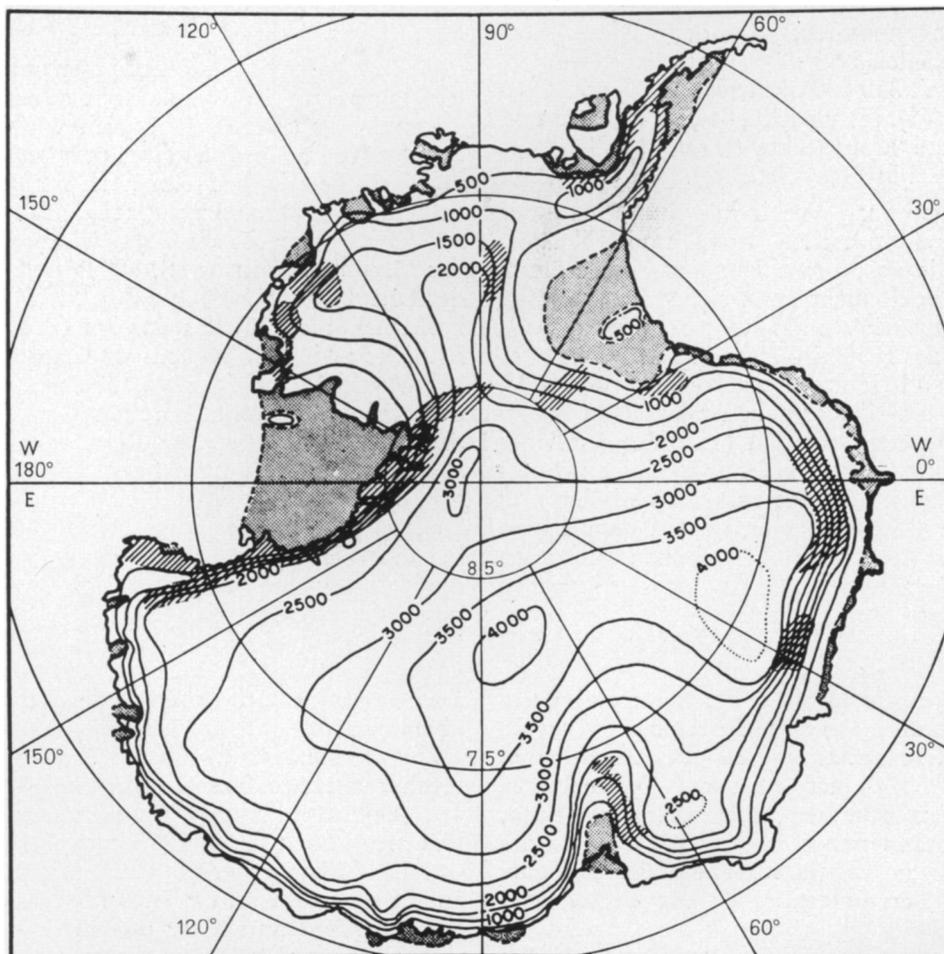


Abb. 2: Höhenkarte der Antarktis nach vereinstaatlichen und sowjetrussischen Quellen. Schelfeise punktiert, Gebirge schraffiert. (Lit. 86)

unter dem Meeresspiegel liegt, würde der entlastete Felsuntergrund darüber aufsteigen. Es finden sich aber in der Antarktis auch weite Bereiche, in denen die isostatische Hebung dazu nicht ausreichen würde. Das steht im Gegensatz zum grönländischen Inlandeis, bei dem auch die Teile, die sich im Innern heute unter dem Meeresspiegel befinden, vom Eis entlastet, darüber liegen würden (5).

Im einzelnen zeigt sich, daß östlich des Rossmeeres bis etwa 95° W das Land heute im wesentlichen unter dem Meeresspiegel liegt und zum großen Teil auch nach Ausgleich dort bleiben würde. Insbesondere liegt das Land zwischen dem Rossmeer und dem Bellingshausenmeer westlich von Grahamland in erheblicher Tiefe (80). In der Nähe der Byrdstation (80° S, 120° W) wird stellenweise eine Tiefe von 2000 m erreicht; in 80° S, 108° W sinkt unter einer mächtigen Eisdicke der Fels auf — 2500 m ab (76). Nach seismischen Messungen schwimmt das Ross-Schelfeis, wie bisher meist, mit Ausnahme von POULTER (46, 47), angenommen, auf dem Meer. Das Filchner-Schelfeis ist größer als bisher vermutet; es erreicht mit 330 000 qkm Fläche 3/5 des Ross-Schelfeises (41). Es umschließt eine größere und eine kleinere eisbedeckte Insel, ähnlich der Rooseveltinsel im Ross-Schelfeis.

Die Frage einer Verbindung unterhalb des Meeresspiegels zwischen Ross- und Filchner-Schelfeis, die schon vor längerer Zeit erörtert wurde, ist noch nicht ganz sicher beantwortet. An der Südwestküste des Ross-Schelfeises längs der Ketten des Königin-Victoria-Landes und des Königin-Maud-Gebirges ist durch seismische Messungen ein Meeresgraben mit Tiefen bis zu 1000 m festgestellt worden (11). Ein ähnliches Gebilde läuft längs der Ostseite des Filchner-Schelfeises nach Südwesten. Magnetische und geologische Beobachtungen deuten darauf, daß sich hier eine Trennungslinie zwischen den beiden Hauptstruktureinheiten der Antarktis befindet (7). Die bisherigen Messungen haben aber eine breite Verbindung von Ross- und Filchner-Schelfeis nicht bestätigt, da sich in 90° W und 85° S die Horlickberge und in 80° S die Sentinelberge in den Weg stellen. Ob sich ein schmaler Trog in etwa 84° S findet oder ob die andinen Bergketten von Grahamland sich über die Sentinelberge unter dem Eis bis zu den Horlickbergen der zentralen Antarktis fortsetzen, ist noch nicht mit Sicherheit festgestellt (68a). Dagegen liegt auf dem Wege der Transantarktischen Expedition von 1957/58 längs 30° W zwischen der Ostseite des Filchner-Schelfeises und dem Pol und in 150° E zwischen dem Pol und 78° S auf der Westseite der Bergketten von SüdviCTORIALAND der Fels fast

durchweg oberhalb des Meeresspiegels (48). Am Südpol selbst fand in 2800 m Höhe diese Expedition das Land 900 m hoch, was wesentlich höher wäre als früher von amerikanischen und neuerdings von russischen (24) Forschern angegeben. In 85° S, 140° E steigt der Untergrund bis auf eine Meereshöhe von 2000 m, möglicherweise in Fortsetzung der Königin-Alexandra-Kette. Um 140° E befindet sich von der Küste bis 500 km südlich der Fels in der Höhe des Meeresspiegels (25). Die russischen Messungen ergeben, daß in den Längen 55 E bis 105 E das Land in oder über dem Meeresspiegel liegt (62). In 80° S, 70° E, wo die Eisoberfläche eine Höhe von 4000 m erreicht, findet sich, völlig vom Eis bedeckt, ein Gebirgsland, das auf der durchquerten Linie eine Meereshöhe von 3000 m erreicht. In Königin-Maud-Land liegt das Land bis etwa 200 km von der Küste unter dem Meeresspiegel (52, 54). Hier sind im Ritscherland unter dem Eis tiefe fjordähnliche Täler gefunden worden.

II. Eisdicke

Die zahlreichen Eisdickenmessungen der letzten Jahre sind zwar noch weit davon entfernt, ein umfassendes Bild zu geben, wie es für den größten Teil des grönländischen Inlandeises (5, 8) vorliegt. Sie erlauben aber doch schon einen allgemeinen Eindruck der ungeheuren Eismasse, die auf dem Kontinent ruht (55). Zwischen der Küste der Ostantarktis in 67° S, 90° E und dem „Pol der Unzulänglichkeit“ in 82° S, 55° E ist das Eis im Mittel etwa 2200 m mächtig (83). Die mittlere Eisdicke zwischen Wedell- und Rossmeer längs 30° W und 150° E ist etwa 1300 m (48); infolge der Nähe der ostantarktischen Horstgebirge ist das wohl weniger als der Durchschnitt. In und südlich von Mary-Byrd-Land erreicht das Eis große Dicke; sie kann im Durchschnitt auf 2300 m geschätzt werden. In 80° S, 112° W ist bei einer Höhe der Eisoberfläche von 1800 m die bisher größte bekannte Eisdicke von 4300 m bestimmt worden (76).

Auf Grund dieser Messungen und der Karte (Abb. 3) läßt sich schätzen, daß die mittlere Dicke des antarktischen Inlandeises 2000 m übersteigt; es enthält mindestens 25 Millionen Kubikkilometer Eis oder $2,2 \times 10^{16}$ t Wasser. Avsiuk hält sogar eine erheblich größere Eisdicke von 2500 m oder mehr für wahrscheinlich (82). Die Messungen der letzten Jahre haben gezeigt, daß die höheren der früheren Schätzungen der irdischen Eismasse der Wahrheit am nächsten kommen (6). Würde das antarktische Inlandeis schmelzen, so würde sich das Weltmeer mit einer Wassermenge füllen, die bei seiner heutigen Ausdehnung den Spiegel um wenigstens 60 m heben

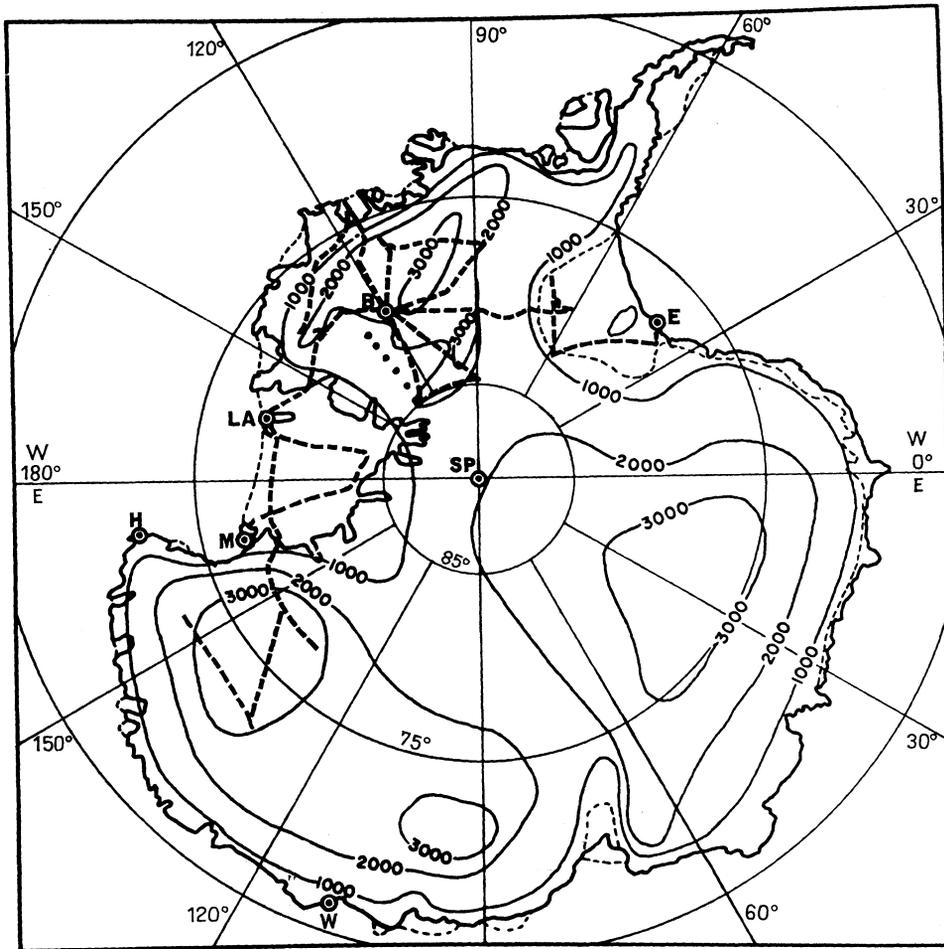


Abb. 3: Eisdicken der Antarktis nach russischen und vereinsstaatlichen Quellen.
(Trans. Am. Geograph. Union 41, IGY Bull. 39, 1960)

würde. Allerdings würde eine solche Hebung die Meeresfläche um etwa 4 Millionen qkm erweitern; doch würde das den Anstieg des Meeres nur um knapp einen Meter verringern. Bei Herstellung des Tauchgleichgewichts würde sich bei Verschwinden des Eises das Land der Antarktis um etwa 700 m heben; im Gebiet größter Eisdicke würde nahezu der doppelte Betrag erreicht werden. Bei Verschwinden allen Landeises der Erde würde sich der Meeresspiegel ohne isostatischen Ausgleich um 65—70 m erhöhen, nach Ausgleich des Meeresbodens nur um 45 Meter (42).

Die Messungen der Eisdicke sind auch auf die Schelfeise ausgedehnt worden. Das Ross-Schelfeis hat ebenso wie das Filchner-Schelfeis und das Maudheim-Schelfeis am Außenrand eine Dicke von 200 m. Nach innen nehmen die Schelfeise erheblich an Dicke zu. Das Maudheim-Schelfeis wird 400 m dick (54); das Ross-Schelfeis erreicht

eine Dicke von über 600 und stellenweise über 800 m (11). Die Dickenabnahme nach außen trotz des Schneesuwachses an der Oberfläche kann zwei Gründe haben. Einmal kann an der Unterseite des schwimmenden Eises Abschmelzung eintreten, andererseits kann es sich auch um ein Auseinanderfließen der plastischen Eis-tafel handeln (68). Streckt sich das Eis hinreichend, so kann die Dickenabnahme sogar mit einem Zuwachs an der Ober- und Unterseite verbunden sein. Das mag stellenweise tatsächlich der Fall sein (12). Daß in Little America an der Unterseite Abschmelzung überwiegt, beweisen die Bohrkerne, die fast bis zum tiefsten Punkt nahe dem Boden aus Süßwassereis bestehen (78). Über diese Prozesse, wie über die Bewegung der Schelfeise und Inlandeise können die Temperaturen im Eis bis zu einem gewissen Grade Aufschluß (51, 76, 78, 79) geben; auf Einzelheiten sei hier nicht eingegangen.

III. Eistemperaturen

Die Temperaturverhältnisse innerhalb der polaren Eismassen sind überhaupt von großem Interesse, weil aus ihnen unerwartet weitgehende Schlüsse gezogen werden können. Die Aufgrabung *Sorges* in Eismitte (71° N, 40° W, 3000 m) 1930/31, die aber aus expeditionstechnischen Gründen nur bis 16 m Tiefe ausgedehnt werden konnte, hatte eine Andeutung dafür ergeben, daß die Temperatur nicht um mindestens 2° auf 100 m Tiefe zunimmt, wie man infolge des aus der Erde austretenden Wärmestromes erwarten sollte (64). Tiefbohrungen nahe derselben Stelle bis 150 m Tiefe und in $69\frac{3}{4}^{\circ}$ N, $48\frac{1}{4}^{\circ}$ W in 1600 m bis 126 m, in 78° N, 56° W in 2100 m Höhe bis 400 m haben unter einer oberflächlichen Schicht mit Temperaturzunahme mit der Tiefe überall eine Temperaturabnahme oder wenigstens eine Schicht gleichbleibender Temperatur gefunden (22, 23, 30). Ähnliche Verhältnisse bestehen auch im antarktischen Inlandeis. Ein Bohrloch an der *Byrdstation* (80° S, 120° W, 1500 m) gibt Temperaturabnahme von 50 bis 300 m Tiefe (76). Die Temperaturen in *Southice* (65) (82° S, 29° W, 1350 m) und in *Sowietskaja* (84, no. 4 S. 71) (78° S, 88° E, 3600 m) bis etwa 50 m Tiefe zeigen diese Temperaturabnahme mit der Tiefe nicht, was jedoch mit der tiefergehenden Messung in *Byrdstation* nicht in Widerspruch zu stehen braucht.

Auch in schwimmenden Schelfeisen sind Tiefbohrungen durchgeführt worden, im *Maudheim-Schelfeis* bis zu 100 m Tiefe (59), im *Ross-Schelfeis* bei *Little America V* bis zu 249 m, nur 10 m oberhalb der Unterfläche; im *Filchner-Schelfeis* ist an der *Ellsworthstation* ($77\frac{3}{4}^{\circ}$ S, 41° W) 57 m erreicht worden (78). Diese Bohrung zeigt auch eine Temperaturabnahme mit der Tiefe gleich denjenigen auf den Inlandeisen.

Die Zuverlässigkeit dieser Messungen einer überraschenden Temperaturabnahme (22) mit der Tiefe kann nicht bezweifelt werden (23, 73). Sie kann zwei Gründe haben: Das Eis bewegt sich von höheren zu niedrigeren Stellen; es wird dabei im Zuwachsgebiet, das den größten Teil der Inlandeise und Schelfeise umfaßt, von späterem Niederschlag überlagert. Das Eis in der Tiefe an einer bestimmten Stelle ist also ursprünglich bei niedrigerer Temperatur abgelagert worden; die niedrigeren Temperaturen der tieferen Schichten mögen ein Überbleibsel der Temperatur bei der Ablagerung sein.

Andererseits kann die Jahresmitteltemperatur angestiegen sein, so daß es sich bei der Kälte in der Tiefe um fossile Temperaturen handelt. Beide Möglichkeiten sind schon von *SORGE* in Betracht gezogen worden (64). Die grundlegende

theoretische Behandlung der Frage ist *ROBIN* zu verdanken (53); die vollständigsten Erörterungen stammen von *WEXLER* (76, 78, 79) und von *RADOK* und *JENSSEN* (51). Für das grönländische Inlandeis liegt die Vermutung nahe, daß wenigstens ein Teil der höheren Temperatur in den Oberflächenschichten auf einer Milderung des Klimas in den letzten 200 Jahren beruht; die senkrechte Verteilung der Temperaturen steht damit wenigstens nicht im Widerspruch. Eine Entscheidung über die Gründe der Temperaturverteilung könnte durch eine tiefreichende Temperaturmessung auf dem Scheitel eines Inlandeises erzielt werden. Hier kann das Eis seine Temperatur nicht aus größerer Höhe mitbringen; eine Temperaturabnahme oder auch nur eine mit der Tiefe gleichbleibende Temperatur müßte auf einer Milderung des Klimas beruhen. Es sollte sogar möglich sein, aus der Temperaturverteilung Betrag und Zeitpunkt der Klimaänderung zu bestimmen. (Auf die neuen Methoden, aus der Verbreitung chemischer Isotope, H_3 , C_{14} , O_{18} , Schlüsse auf Schichtung und Ablagerungstemperatur des Firns und Eises zu ziehen, sei hier nur hingewiesen [4, 10, 15, 19].) Die Bohrung an der *Station Sowietskaja*, die in 3600 m Höhe liegt, nicht weit unterhalb des Eisscheitels der Antarktis, zeigt keine Temperaturabnahme mit der Tiefe, sondern eine deutliche Zunahme. Ob sich daraus ein Schluß auf das Fehlen einer Klimaänderung im Herzen der Antarktis ziehen läßt, steht noch dahin.

IV. Massenhaushalt

Die Zuwachsverhältnisse im größeren Teil des grönländischen Inlandeises sind dank einer erheblichen Zahl von Stationen und Schlittenreisen im letzten Jahrzehnt in befriedigender Weise bekannt (9, 18). Die Beobachtungen sind vor kurzem von *DIAMOND* zusammengestellt worden (14), so daß sich eine eingehende Erörterung erübrigt. *DIAMONDS* Karte des jährlichen Zuwachses auf dem Inlandeis scheint darauf hinzudeuten, daß im Mittel der Zuwachs geringer ist als früher veranschlagt (5, 34). Bei dem früher angenommenen Abtrag würde dann ein Massenverlust des gesamten Inlandeises vorliegen. Jedoch fehlen noch zu einer zuverlässigen Massenbilanz genauere Abschmelzmessungen im Randgebiet; auch ist der Verlust durch Eisbergbildung noch nicht sicher festgestellt. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß wenigstens in gewissen Sektoren des Inlandeises der Zuwachs wahrscheinlich im Augenblick den Abtrag übertrifft, die Eismasse in diesen Teilen also im Wachsen begriffen ist (18, 33).

Auf dem antarktischen Eis sind an vielen Stellen durch Aufgrabungen und Bohrungen an Stationen und auf Schlittenreisen und durch Pegel Messungen des Jahreszuwachses vorgenommen worden. Auf die Schwierigkeiten der Bestimmung des jährlichen Zuwachses sei hier nur hingewiesen (67). Mit abnehmender Temperatur nehmen ins Innere des Kontinents der Wasserdampfgehalt der Luft und in Zusammenhang damit Niederschlag und Zuwachs stark ab. Es besteht heute schon ziemliche Übereinstimmung, daß der mittlere jährliche Zuwachs im Zuwachsgebiet des Kontinents 10—13 cm Wasser beträgt (32, 36, 37, 40, 81), erheblich mehr als der seinerzeit von MEINARDUS (39) in seiner „Klimakunde der Antarktis“ geschätzte Niederschlag. Das bedeutet einen Zuwachs von etwa 1500 cbkm Eis oder 1300 cbkm Wasserwert. Dabei ist zu berücksichtigen, daß es sich hier, entsprechend der Meßmethode, nicht um eigentlichen Niederschlag handelt, sondern um den resultierenden Zuwachs, bei dem der durch Schneefegen entfernte Schnee schon in Betracht gezogen ist, so daß er bei einem Massenhaushalt nicht noch einmal auf der Verlustseite auftreten darf.

Der Abtrag setzt sich zusammen aus dem oberflächlich abfließenden Schmelzwasser, der Verdunstung im Abtraggebiet (88), der Eisbergbildung und Abschmelzung an den Eisfronten, die den größten Teil der Küste bilden, und der Abschmelzung an der Unterseite schwimmender Eistafeln. Abfluß von Schmelzwasser und Verdunstung werden gemeinsam durch Messungen an Abtragspegeln erfaßt. Dabei ist im Auge zu behalten, daß in der Antarktis im Gegensatz zu Grönland das Gebiet überwiegenden Abtrags nur einen ganz schmalen Randstreifen einnimmt; erreicht doch selbst im nördlichsten Teil des Kontinents die Temperatur des wärmsten Monats im Meeresspiegel nur eben den Gefrierpunkt. Es hat sich herausgestellt, daß die Verdunstung des Eises im Randgebiet erheblich ist und selbst im Winter mehrere Zentimeter Eis im Monat entfernen kann (37, 40, 81, 88). Doch muß im Innern die Verdunstung, ebenso wie Niederschlag und Reifbildung, stark abnehmen, weil bei den außerordentlich niedrigen Temperaturen die Luft nur sehr geringe Wasserdampfmenge aufzunehmen vermag. Die bisher vorliegenden Messungen des oberflächlichen Abtrags im Randgebiet zeigen, daß er im Vergleich mit dem Zuwachs im Innern an Masse ganz unbedeutend ist.

Im großen und ganzen hat der Außenrand des antarktischen Landeises seine Lage in den letzten Jahrzehnten beibehalten (40a), wenn auch an einzelnen Stellen ein Rückgang der früher weit ins Meer vorstoßenden Gletscherzungen fest-

gestellt werden konnte, z. B. am Ninnis- und Mertzgletscher in 145° E und am Shackletongletscher in 95° E (90, 91). Dann müssen im ganzen Kalbungen und Schmelzen am Eisrande dem Eistransport zur Küste die Waage halten. Der Eisrand des Kontinents, bei Ausschluß von Grahamland etwa 20 000 km lang, wird auf 11 500 km vom eigentlichen Inlandeis gebildet, auf 1500 km von Gletschern, auf 7000 km von schwimmenden Schelfeisen. Unter wahrscheinlichen Annahmen über Eisdicke und -geschwindigkeit dieser Typen scheint aber der Nachschub, der dem randlichen Eisverlust entspricht, nicht auszureichen, den gesamten Zuwachs im Innern zu entfernen (32, 37, 40, 81).

Ein weiterer Abtragsfaktor besteht in der Schmelzung an der Unterseite der schwimmenden Schelfeise. Daß hier in der Tat Schmelzung eintritt, wird wahrscheinlich gemacht durch die Dickenabnahme von Ross- und Maudheim-schelfeis nach außen (11, 54). Erhebliche Schmelzung an der Unterseite der Schelfeise könnte in der Tat den oben erwähnten Zuwachsüberschuß entfernen, und das wahrscheinlich unter dem Schelfeis zirkulierende Meerwasser könnte bei Abkühlung bis zu seinem Gefrierpunkte mehr als genug Wärme abgeben, um den Massenüberschuß zu schmelzen (66, 78). Aber die Schelfeise begleiten nur ein Drittel des Randes der Antarktis, und es ist schwer zu verstehen, wie der auf das ganze Innere verteilte Massenüberschuß auf diese Weise entfernt werden könnte (37).

Daß, wie erwähnt, der Inlandeisrand heute keine systematische Verschiebung (43, 89) zeigt, läßt keinen Schluß auf den Massenhaushalt zu. Infolge der langsamen Eisbewegung und der großen Abstände würde ein Überschuß im Innern, wenn überhaupt, erst nach langer Zeit durch Vorstoßen am Rande bemerklich werden. Für erhebliche Zeiträume wäre ein Eisrückgang oder -stillstand am Rande mit einem Massenüberschuß des gesamten Inlandeises durchaus vereinbar. Ja es ist sogar wahrscheinlich, daß eine Erwärmung gleichzeitig verstärkte Abschmelzung am Rande und, infolge des gesteigerten Wasserdampfgehaltes der Luft, stärkeren Zuwachs im Innern bewirken würde (60). Auf der Ostseite des Ross-Schelfeises scheint in der Tat in den letzten 50 Jahren eine Klimamilderung eingetreten zu sein (75, 77). Aber weder McMurdo-Sund an der Westseite des Rosseises noch die Stationen im Grahamland um 64° oder die einzige langjährige Station südlich von 60° S auf der Laurieinsel der Südorkneygruppe (49, 50) zeigen in diesem Jahrhundert eine merkliche Klimaänderung.

V. Klima des Inlandeises

Vor dem Internationalen Geophysikalischen Jahr war vom Klima im Innern der Antarktis nichts bekannt, abgesehen von den Beobachtungen einiger sommerlicher Schlittenreisen, von denen als erste die von ARMITAGE geleitete 1902 das Innere betreten hatte (61), und mit Ausnahme der Überwinterung BYRDS 175 km von der Küste an der Bollingstation (20), die aber auf dem Ross-Schelfeis und nicht auf dem Inlandeis selbst lag. Alle von den Küsten der Antarktis bis 1956 vorliegenden Beobachtungen sind in einem südafrikanischen Sammelband zusammengestellt (72). Seitdem haben, abgesehen von zahlreichen Schlittenreisen bis tief ins Innere des Kontinents und von zeitweiligen Stützpunkten, eine Reihe von Stationen im Innern klimatische Beobachtungen gesammelt (70, 86): Die Stationen der Vereinigten Staaten von Amerika Byrd (80° S, 120° W, 1500 m) und Amundsen-Scott (90° S, 2700 m), die britische Station Southice (82° S, 29° W, 1300 m), die französische Station Charcot (69° S, 139° E, 2400 m), die sowjetrussischen Stationen Pionierskaja (70° S, 96° E, 2700 m), Wostok I (72° S, 97° E, 3100 m), Komsomolskaja (74° S, 97° E, 3400 m), Wostok (78° S, 107° E, 3400 m) und Sowjetskaja (78° S, 88° E, 3600 m). Von diesen sind Byrd, Amundsen-Scott, Pionierskaja und Wostok 1960 noch in Tätigkeit.

Charakteristisch für das Innere des antarktischen Inlandeises sind die außerordentlich niedrigen Temperaturen, die das ganze Jahr hindurch herrschen (70, 86). Sie beruhen einmal auf der großen Höhe des Kontinents und weiter darauf, daß die äußerst reine Schneeoberfläche nur etwa ein Siebentel der im Sommer auf sie fallenden sehr starken Sonnen- und Himmelsstrahlung absorbiert (21, 87). Andererseits kann die Oberfläche trotz der niedrigen Temperaturen erhebliche Wärme durch Ausstrahlung verlieren, da die sehr wasserdampfarme Atmosphäre nur einen verhältnismäßig geringen Bruchteil der von der Oberfläche emittierten Strahlung zurückhält. Allerdings ist die durch Berührung mit der kalten Schneefläche tief abgekühlte bodennahe Luftschicht häufig nach oben durch eine mächtige Temperaturumkehr begrenzt. Im Herzen der Antarktis ist im Winter die Temperatur in einiger Höhe um etwa 20° wärmer als nahe der Oberfläche. Die folgende Tabelle I gibt die negativen Temperaturmittel der antarktischen Stationen:

Die Temperaturen in den höchsten Breiten zeigen den sogenannten „kernlosen“ Winter vieler Polargebiete in reinster Ausbildung (45, 74, 77). Sie ändern sich von Mai bis September nur wenig. Wahrscheinlich handelt es sich um einen Strahlungseffekt. Die Temperatur fällt beim Ver-

schwinden der Sonne rasch und steigt erst wieder zur Zeit erheblicher Einstrahlung. Das entspricht dem täglichen Temperaturgang niedriger Breiten. Das Minimum der Temperatur kann an der Oberfläche wie in der freien Atmosphäre (57) aus diesem Grunde sogar bis zum Anfang September verschoben sein. Übrigens läßt sich die mittlere Jahrestemperatur der Schneedecke die mit derjenigen der Lufttemperatur nahezu übereinstimmt, leicht durch eine Bohrung oder Aufgrabung und eine Temperaturmessung des Firns in einigen Metern Tiefe bestimmen, da die jahreszeitliche Temperaturänderung an der Oberfläche in 5 m Tiefe bereits auf ein Zehntel abgeklungen ist (32, 85). Auf diese Weise ist das Jahresmittel der Temperatur während der Schlittenreisen der letzten Jahre an vielen Stellen bestimmt worden. Ist außerdem noch die Sommertemperatur durch direkte Beobachtungen bekannt, so kann man auch vom jährlichen Temperaturverlauf ein hinreichendes Bild gewinnen.

Die Lufttemperatur nahe der Oberfläche nimmt im allgemeinen mit zunehmender Höhe der Oberfläche in stärkerem Maße ab als in den meisten anderen Gebieten. Da auf dem antarktischen Inlandeis größere Höhe meist auch mit einer Lage näher dem Südpol Hand in Hand geht, wird es nötig, beim Vergleich der Temperaturen den Einfluß der Höhe von dem der Breite zu trennen. Vom Südpol zu den russischen Stationen in 78° S fällt die Temperatur trotz der höheren Breite des Südpols um 0,85° für 100 m Höhenunterschied; im Winter überschreitet das Gefälle der Temperatur 1° auf 100 m. An den russischen Stationen hat die Höchsttemperatur des Jahres —20° nicht erreicht. Die tiefsten Temperaturen unterschreiten bei weitem diejenigen der Nordhalbkugel, die bis vor kurzem die tiefsten an der Erdoberfläche gemessenen waren (Werchojansk 1892 —68°; Oimekon 1933 —68°) (86), wie auch die bisher kälteste Temperatur des Südpolargebiets (Bollingstation, 80° S, 164° W, 1934 —61) (20). Der Südpol hat ein Minimum von —74° gehabt; in Komsomolskaja hat das Minimum —81°, in Wostok und Sowjetskaja —88° und —87° erreicht. In Wostok hat während acht Monaten die Temperatur —40° nicht überstiegen; sie ist in zehn Monaten auf —60° gesunken. Die niedrigste vor 1957 gemessene Temperatur von —68° ist in sieben Monaten unterschritten worden; selbst die Mitteltemperatur verschiedener Monate ist niedriger. Es kann mit hoher Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß die tiefsten Jahresmittel der Erdoberfläche etwas unter —56° liegen und daß in den höchsten Teilen des antarktischen Kontinents eine Tiefsttemperatur von —90° gelegentlich erreicht werden kann.

Tabelle I Monatsmittel im Innern der Antarktis

Station	Jahre	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Mittel	Red. auf Meeresspiegel (0,5°/100 m)
Byrdstation	4	13	20	29	30	33	33	38	37	33	30	23	15	28	20
Charcot	2	23	31	36	40	41	48	46	45	48	38	30	22	37	25
Pionierskaja	2½	24	32	38	40	42	46	47	48	44	39	32	23	38	24
Südpol	4	29	38	55	58	56	59	59	61	60	51	39	29	49	36
Komsomolskaja	1½	32	43	52	57	59	65	62	65	62	55	43	32	52	35
Wostok	3	33	44	57	65	65	68	67	71	67	58	44	33	56	39
Sowjetskaja	1	(33)	(48)	54	59	67	70	69	72	66	60	44	34	56	38

Die in der Tabelle angegebenen Monatsmittel der Temperatur deuten auf erhebliche Klimaunterschiede innerhalb des von einheitlicher Schneedecke bedeckten Südpolarkontinents. Zunächst zeigt sich, daß Byrdstation in 1500 m Höhe im Vergleich zum Ross-Schelfeis verhältnismäßig warm ist. Das Jahresmittel ist nur etwa 5° kälter als das gleichzeitige in Little America V im Meeresspiegel. Dabei ist die Temperatur von Little America etwas durch die Meeresnähe gemildert; 45 km südlich vom Rande des Schelfeises ist die Firntemperatur schon 2° kälter als am Rande (75). Ja, die Bollingstation, in derselben Breite wie Byrdstation auf dem Schelfeis in 80 m Meereshöhe gelegen, ist im Winter kälter als die Byrdstation (20, 35). Da die niedrigen Temperaturen auf dem Ross-Schelfeis auf dem häufigen Vorhandensein einer Schicht kalter Luft unter einer starken Temperaturumkehr mit der Höhe beruhen, ist der Schluß zulässig, daß in der Gegend der Byrdstation, die nahe einem Sattel des Inlandeises liegt, diese Inversionen nur schwächer ausgebildet sind. Dasselbe gilt übrigens auch vom höchsten Scheitel des Inlandeises in 81° S, 74° E, wo die Jahresmitteltemperatur 2½° wärmer ist als bei der 400 m tiefer gelegenen Station Sowjetskaja (85).

Ein Vergleich der in ungefähr gleicher Meereshöhe, aber 20° Breitenabstand gelegenen Stationen Südpol und Pionierskaja zeigt, daß im Jahresmittel die Temperatur für jeden Breitengrad um 0,55° abnimmt. Wir können somit die Temperaturen aller Inlandsstationen auf die Mittelbreite von 77° S beziehen, wie in der folgenden Tabelle II angegeben. Reduzieren wir ferner die Temperaturen mit dem üblichen Temperaturgefälle von 0,5° auf 100 m auf die Mittelhöhe 2800 m, so ergeben sich die vergleichbaren Temperaturen der letzten Spalte.

Es zeigt sich, daß die Westantarktis erheblich höhere Temperaturen hat als die Ostantarktis. Man sieht ferner, daß auch in der Ostantarktis die Stationen näher der Küste bei gleicher Höhe

Tabelle II Reduzierte Jahresmittel der Temperatur (°C, negativ)

Station	Wahre Mittel	Reduziert auf 77° S	Reduziert auf 2800m
Southice	29	26	33
Byrd	28	26	33
Charcot	37	42	44
Pionierskaja	38	42	43
Südpol	49	42	43
Komsomolskaja	52	53	50
Wostok	55	54	51
Sowjetskaja	56	56	52

erheblich wärmer sind als die russischen Stationen im Herzen des Kontinents, nahe dem „Pol der Unzulänglichkeit“. Im ganzen entsprechen, wie Tabelle I, letzte Spalte, zeigt, die gemessenen Temperaturen den seinerzeit von Meinardus geschätzten recht gut (39). Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Antarktis ist sehr groß. Sie übersteigt 1° auf 100 m und damit noch erheblich den hohen Wert auf dem grönländischen Inlandeis. Die große Temperaturspanne zwischen dem Scheitel und den niedrigeren Teilen des Inlandeises und zwischen dem Inlandeis und der freien Atmosphäre in der gleichen Höhe erklärt die Häufigkeit und Stärke des vom Inlandeis abfließenden Schwerwindes.

VI. Wärmehaushalt

Die Kälte der Schneeoberfläche und der darüber lagernden Luftschicht legt die Vermutung nahe, daß die Antarktis ein Gebiet starken Wärmeverlustes bildet. Der Wärmehaushalt des antarktischen Kontinents wird bestimmt durch die große mittlere Höhe der Oberfläche, durch die fast lückenlose Decke reinsten Schnees und durch den geringen Wasserdampfgehalt und die große Reinheit der Luft. Höhe und Mangel absorbierender Substanz wirken zusammen, die Sonnenstrahlung auf ihrem Weg durch die Luft zur Schneeoberfläche nur wenig zu schwächen,

so daß für eine gegebene Sonnenhöhe die Energie der auffallenden Strahlung sehr groß ist. Die gleiche Strahlungsintensität wird in gemäßigten Breiten erst etwa 1500 m höher erreicht. Das bewirkt in Verbindung mit der langen Sonnenscheindauer des Sommers, daß an einem Hochsommertage bei wolkenlosem Himmel die Horizontalfläche im Innern der Antarktis mehr Strahlung empfängt als irgendeine andere Stelle der Erde zu irgendeiner Jahreszeit (87).

Aber der Schnee absorbiert nur einen geringen Bruchteil der auffallenden Strahlung. Daher ist die tatsächlich vom Schnee aufgenommene Strahlungswärme gering. Gleichzeitig kann der Schnee durch Ausstrahlung im langwelligen Bereich entsprechend seiner Temperatur verhältnismäßig viel Wärme an den Weltraum abgeben, weil der Gehalt der Luft an Wasserdampf, der für den größten Teil der Absorption langwelliger Strahlung in der Atmosphäre und ihrer Rückstrahlung verantwortlich ist, nur sehr gering ist. Allerdings sendet die wärmere Luft, die über der kalten Bodenschicht liegt, eine erhebliche Strahlung zur Oberfläche zurück. Messungen am Südpol (21) und an den russischen Stationen (87) ergeben, daß das Inlandeis der Antarktis, in noch höherem Grade als das grönländische, eine kräftige Wärmesenke des Strahlungshaushalts der Erde bildet. Allerdings zeigen diese Messungen, daß die frühere Schätzung des Strahlungsverlustes erheblich zu groß war (36), im wesentlichen, weil die Temperaturumkehr und infolgedessen die Rückstrahlung von der Atmosphäre unterschätzt worden waren. Man kann nun für das Inlandeis der Antarktis den Wärmeverlust durch Strahlung im Mittel auf etwa 12 000 Kalorien für den Quadratzentimeter und das Jahr schätzen, entsprechend einem Verlust von $1,5 \times 10^{21}$ Kalorien im Jahr für das gesamte Inlandeis. Das würde genügen, um den Firn bis zu einer Tiefe von 10 m um 4° im Monat abzukühlen. Da eine solche Abkühlung nicht vorliegt, muß der Verlust ersetzt werden, und zwar geschieht das etwa zur Hälfte durch Zufuhr wärmerer Luft von außen, zur anderen Hälfte durch die Kondensation von Niederschlag und Reif, die ihre Wärme an die Oberfläche abgeben.

Der Temperaturgegensatz zwischen der hochgelegenen Kältequelle des antarktischen Inlandeises und dem vergleichsweise warmen Ozean trägt zur größeren Stärke der atmosphärischen Zirkulation auf der Südhalbkugel im Vergleich zur Nordhalbkugel bei. Die Verlagerung des meteorologischen Äquators auf die Nordhalbkugel mit ihren Folgen, wie den äquatorialen Gegenströmen des Ozeans und dem Fehlen tropischer Wirbelstürme im Südatlantik und östlichen

Stillen Ozean, mag wenigstens zum Teil eine Fernwirkung dieser antarktischen Kältequelle sein — wie FLOHN (16, 17) annimmt und SCHERHAG (56) bezweifelt. Trifft die Annahme zu, so könnten zu den Hochzeiten der diluvialen Vereisung die atmosphärische und die äquatoriale ozeanische Zirkulation einen erheblich anderen Charakter gehabt haben, weil im Gegensatz zu heute die vereiste Fläche auf der Nordhalbkugel wesentlich ausgedehnter war als die auch damals nur wenig erweiterte des Südens. So werfen die neuen Forschungen in der Antarktis Fragen auf, die in Raum und Zeit weit über den Rahmen der heutigen Antarktis hinausweisen.

Literatur

(Russische Quellen am Schluß).

1. American Geophysical Union. Transactions. I G Y Bulletin, seit 1957.
2. Antarctic Notes. I G Y Bull., Trans. Am. Geoph. Union, 40, 1959, 296.
3. Antarctica in the Geophysical Year. Am. Geoph. Union, Monograph. Series 1, 1956.
4. BADER, H.: Polar ice and snow studies. Trans. Am. Geoph. Union, 39, 1958, 163.
5. BAUER, A.: Contributions à la connaissance de l'inlandsis du Groenland. II. Synthèse glaciologique. Exp. Pol. Franç., Exp. Arctiques. Rés. Scient., Paris 1954.
6. —, Über die in der heutigen Vergletscherung der Erde als Eis gebundene Wassermasse. Eiszeitalter und Gegenwart, 6, 1955, 60.
7. BENTLEY, R., CRARY, A. P., OSTENSO, N. A., THIEL, E. C.: Structure of West Antarctica. Science, 131, 1960, 131.
8. BULL, C.: Seismic investigations on the northern part of the Greenland ice sheet. Geogr. J., 122, 1956, 219.
9. —, Snow accumulation in North Greenland. J. Glac., 3, 1958, 237.
10. COACHMAN, L. K., HEMMINGSEN, E., SCHOLANDER, P. E.: Gases in glaciers. Science 127, 1958, 1288.
11. CRARY, A. P.: Oversnow traverses from I G Y Little America station. I G Y Bull. 27, Trans. Am. Geoph. Union, 40, 1959, 311.
12. DEBENHAM, F.: The problem of the great Ross Barrier. Geogr. J., 112, 1949, 196.
13. Deutsche Antarktische Expedition 1938/39. Bd. 1, Wiss. und flieg. Ergebnisse, Leipzig 1942.
14. DIAMOND, M.: Air temperature and precipitation on the Greenland ice sheet. J. Glac., 3, 1960, 558.
15. EPSTEIN, S., and SHARP, R. P.: Oxygen isotope studies. Trans. Am. Geoph. Union, 40, 1959, 81.
16. FLOHN, H.: Zur Frage der Einteilung der Klimazonen. Erdkunde, 11, 1957, 161.
17. —, Probleme der geophysikalisch-vergleichenden Klimatologie seit Alexander von Humboldt. Ber. D. Wetterd., 59, 1959, 9.
18. FRISTRUP, B.: Recent investigations of the Greenland ice cap. Geogr. Tidssk., 58, 1959, 1.
19. GILLETTE, B. J., BAZAN, F., KULP, J. L.: The geochemistry of tritium. Trans. Am. Geoph. Union, 39, 1958, 807.
20. GRIMMINGER, G.: Meteorological results of the Byrd Antarctic Expeditions 1928—1930, 1933—1935. Monthly Weather Rev. Suppl., 41, 1939; 42, 1941.

21. HANSEN, K. J.: Radiation measurements on the antarctic snow field. *Trans. Am. Geoph. Union*, 65, 1960, 935.
22. HEUBERGER, C.: Forages sur l'inlandsis. *Actualités Scient. et Industr.*, 1214, 1954.
23. —, Mesures de température dans l'ice-cap du Groenland. *Geofisica Pura e Applicata*, 34, 1956, 71.
24. I G Y World Data Center A: Glaciology. *Glaciological Notes*, 2, *Am. Geogr. Soc.*, 1960.
25. IMBERT, B.: Détermination de l'épaisseur de glace en Terre Adélie. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, 248, 1959, 576.
26. Intern. Union of Geodesy and Geophysics. *Bulletin*.
27. Intern. Un. Geod. Geoph., Special Committee on Antarctic Research. *Bulletin*, seit 1959.
28. KOSACK, H. P.: Die Antarktis. Heidelberg 1955.
29. —, Neue Beiträge zur Kartographie der Antarktis. *Polarforschung*, 28, 1958, 91.
30. LANGWAY, C. C.: A 400 m deep ice core in Greenland. *J. Glac.*, 3, 1958, 217.
31. LAW, P. G.: Australian National Antarctic Research Expedition. *Pol. Rec.*, 10, 1960, 55.
32. LISTER, H.: Geophysical investigations. I. Climate and ice mass balance. *Geogr. J.*, 125, 1959, 345.
33. LIBOUTRY, L.: Nos connaissances actuelles sur l'inlandsis groenlandais. *Conn. Hydrotechn. de France. Section Glaciologie*, réunion 12 Fév. 1957.
34. LOEWE, F.: Höhenverhältnisse und Massenhaushalt des grönländischen Inlandeises. *Gerl. Beitr.*, 46, 1936, 317.
35. —, Beiträge zur Kenntnis der Antarktis. *Erdkunde*, 8, 1954, 1.
36. —, Etudes de Glaciologie en Terre Adélie. *Actualités Scient. et Industr.*, 1247, 1956.
37. —, Beiträge zum Massenhaushalt der Antarktis. *Pet. Mitt.* 1961.
38. MEINARDUS, W.: Die mutmaßliche mittlere Höhe des antarktischen Kontinents. *Pet. Mitt.* 1909, 304.
39. —, Klimakunde der Antarktis. Köppen-Geiger, *Handbuch der Klimatologie IV U*, 1938.
40. MELLOR, M.: Mass balance studies in Antarctica. *J. Glac.*, 3, 1959, 522.
- 40a. —, Variations of the ice margins in East Antarctica. *Geogr. J.*, 125, 1959, 230.
41. NEUBURG, H. A. C. et al.: The Filchner Ice Shelf. *Ann. Ass. American Geogr.*, 49, 1959, 110.
42. PENCK, A.: Theorie der Bewegung der Strandlinie. *Sitzb. Ak. d. Wiss. Berlin, Math.—Naturw. Kl.*, XIX, 1934.
43. PÉWÉ, TH.: Quarternary glaciation: McMurdo Sound region. *Trans. Am. Geoph. Union*, 39, 1958, 787.
44. *Polar Record*, Cambridge (England).
45. POLLOG, C. H.: Untersuchung von jährlichen Temperaturkurven zur Charakteristik und Definition des Polarklimas. *Mitt. Geogr. Ges.*, München, 17, 1924.
46. SHOULTER, T. C.: Seismic measurements on the Ross Shelf Ice. *Trans. Am. Geoph. Un.*, 28, 1947, 162, 367.
47. —, Geophysical studies in the Antarctic. Report of Naval Research. Project 091—020. *Stanford Res. Inst.* 1950.
48. PRATT, G.: Geophysical investigations of the Commonwealth Trans-Antarctic Expedition. II. The seismic and gravitational investigations. *Geogr. J.*, 125, 1959, 351.
49. PROHASKA, F.: Zur Frage der Klimaänderung in der Polarzone des Südatlantik. *Archiv f. Met. etc.*, Bd. III, 1951, 72.
50. —, Bemerkungen zum säkularen Gang der Temperatur im Südpolargebiet. *Archiv f. Met. etc.*, Bd. V, 1954, 327.
51. RADOK, U., and JENSSSEN, D.: Transient temperature distributions in ice caps and ice shelves. UGGI meeting, Helsinki 1960.
52. ROBIN, G. DE Q.: Summary of seismic shooting investigations in Dronning Maud Land. *Norw.-Brit.-Swed. Ant. Exp. 1949—1952, II. J. Glac.*, 2, 1953, 205.
53. —, Some factors affecting the temperature distribution in large ice sheets. *Ass. Intern. Hydrologie Scientifique. Assemblée Rome 1954, IV*, 1956, 411.
54. —, Seismic shooting and related investigations. *Norw.-Brit.-Swed. Ant. Exp., Scient. Res.*, Bd. V, *Glaciology III*, 1958.
55. —, Progress report on the antarctic ice sheet. *Polar Rec.*, 10, 1960, 3.
56. SCHERHAG, R.: Probleme der allgemeinen Zirkulation. *Geophysica*, 6, 1958, 539.
57. SCHUMACHER, N. J.: Upper air temperatures over an antarctic station. *Tellus*, 7, 1955, 87.
58. SCHUMSKI, P. A.: *Nach Polarforschung, IV*, 1958, 117.
59. SCHYTT, V.: The inner structure of the ice shelf at Maudheim as shown by core drilling. *Norw.-Brit.-Swed. Antarctic Exp., Scient. Results, IV, Glaciology II C*, 1958.
60. SCOTT, R. F.: Results of National Antarctic Expedition. I. *Geographical. Geogr. J.*, 25, 1905, 153.
61. —, *The voyage of the Discovery. London 1905.*
62. SHUMSKIY, P. A.: Is Antarctica a continent or an archipelago? *J. Glac.*, 3, 1959, 455.
63. SIMPSON, F. A.: *The Antarctic today. Wellington 1955.*
64. SORGE, E.: Glaziologische Untersuchungen in Eismitte. *Wiss. Erg. d. D. Grönlandexp. Alfred Wegener, III*, 1935.
65. STEPHENSON, P. J., and LISTER, H.: Preliminary results of the glaciological work of the Trans-Antarctic Expedition. *J. Glac.*, 3, 1959, 426.
66. SVERDRUP, H. U.: The currents off the coast of Queen Maud Land. *Norsk Geogr. Tidsskrift*, 19, 1953.
67. SWITHINBANK, C.: The use of stakes in measuring the accumulation of snow on glaciers. *UGGI. Ass. Int. Hydrol. Scient., Assemblée, Rome, IV*, 1956, 128.
68. —, Ice shelves. *Geogr. J.*, 121, 1955, 64.
- 68a. THIEL, E.: Antarctica, one continent or two? *Polar Record* 10, 1961, 335.
69. United States Operation "Highjump". *Pol. Rec.*, 5, 1949, 342.
70. U. S. Weather Bureau. *Climatic data for the world. Asheville.*
71. University of Wisconsin. *Antarctic traverse reports. I G Y Bull. 25. Trans. Am. Geoph. Union*, 40, 1959, 277.
72. VAN ROOY, M. P.: *Meteorology of the Antarctic. Pretoria 1957.*
73. WEGENER, K.: Die Temperatur im grönländischen Inlandsis. *Geofisica Pura e Applicata*, 32, 1955, 102.
74. WEXLER, H.: The "kernlose" winter in Antarctica. *Geophysica*, 6, 1958, 577.
75. —, A warming trend in Little America, Antarctica. *Weather*, 14, 1959, 191.
76. —, Geothermal heat and glacial growth. *J. Glac.*, 3, 1959, 420.
77. —, Seasonal and other temperature changes in the antarctic atmosphere. *Q. J. R. Met. Soc.*, 85, 1959, 196.
78. —, Heating and melting of floating ice shelves. *J. Glac.*, 3, 1960, 626.
79. —, Growth and thermal structure of the deep ice in Byrd Land, Antarctica. *Sympos. on Antarctic Glac. UGGI meeting, Helsinki 1960.*
80. WOOLLARD, G. F.: Preliminary report on the thickness of ice in Antarctica. *Transactions Am. Geoph. Un., I G Y Bull.*, 13, 1958, 772.
81. ZAKIEV, C. Y.: Experiments on approximate determination of snow and ice balance in a part of the eastern Antarctica. *Antarctic Symposium, Buenos Aires 1959.*

82. AVSIUK, G. A.: Glaciology in the International Geophysical Year. Informaiton Bull., Ac. of Sciences, 8, 1960, 23, (Nr. 82-89 russisch).
83. DUBROVIN, L. I.: Land research traverses in Antarctica during IGY. Information Bull., Soviet Antarctic Exp., 10, 1959, 5.
84. Information Bulletin of the Soviet Antarctic Expeditions und Sammelbände wissenschaftlicher Ergebnisse. Institute of Arctic and Antarctic, Scientific Research, Moskau.
85. ZAKIEV, H. J.: On mean annual air temperature distribution in East Antarctica. Inform. Bull. Inst. Arct. and Ant. Res., 8, 1959, 5.
86. NUDELMAN, A. V.: Soviet Expeditions to the Antarctic 1955—1959, 1958—1960. Internat. Geoph. Year, Academy of Sciences 1959, 1960.
87. RUSIN, N. P.: Radiation balance of the snow cover in Antarctica. Inf. Bull., Soviet Ant. Exp., 2, 1958, 25.
88. —, Evaporation and condensation in Antarctica. Inf. Bull., Inst. Arctic and Ant. Scient. Res., 13, 1959, 17.
89. SHUMSKIY, P. A.: The Soviet Glaciological Survey in the Antarctic. Int. Geoph. Year Commission. Academy of Sciences of USSR. Information Bulletin, 2, 1959, 77.
90. American Geogr. Soc., Antarctica 1:6 Mill., seit 1956. Am. Geogr. Soc., Antarctica 1:3 Mill. Australian National Mapping Office, Map of Antarctica 1:10 Mill., 3. Ausg. 1960.
91. Exp. Pol. Franç., Carte de Terre Adélie. 1:100 000 und 1:500 000. Australian National Mapping Office, Map of Australian Antarctic Territory 1:2 000 000 (40°E — 160°E).

RAUMFUNKTIONELLE PRINZIPIEN IN EINER ALLGEMEINEN THEORETISCHEN GEOGRAPHIE

Axiomatische und empirische Bestandteile in ihr

HILMAR TSCHERSKE

Mit 2 Abbildungen

Summary: The place of functional principles of distribution in a general system of geographical theory.

From a clarification of basic geographical concepts, depending whether they are of empirical origin, e. g. landscape, complex, or axiomatically derived as the underlying principle of any kind of mapping, distribution, interrelationship, etc., the two following possibilities appear:

1st to see the basic geographical concepts as part of a logically linked system in which case it hinges on an axiomatic not an empirical concept;

2nd to discover and grasp the possibility and existence of a "general theoretical geography" which aims towards gaining and formulation of general laws and regularities whose contents are not specific or empiric but general and formal; they are called "general" since they are valid for all phenomena which have distributions.

These two possibilities of logic development lie in the direction of development in which C. TROLL used the expression "space functional principles" (Raumfunktionelle Prinzipien) and at whose end there should be a general theory of these principles.

A. Fragestellung und die Verwendung des Begriffes „axiomatisch“

Auf dem Geographentag in Frankfurt 1951 wurde über die „zentralen Orte“ von W. CHRISTALLER (10), E. NEEF (31), Hz. LEHMANN (26) und R. KLÖPPER (22) gesprochen und im Anschluß an diese Vorträge diskutiert. Liest man die Vorträge und Diskussionsworte, so bemerkt der nachdenkliche Leser etwas Eigenartiges. Die einen weisen an tatsächlichen geographischen Verhältnissen nach, daß diese „zentralen Orte“ gar nicht so, wie es die Theorie sagt, existieren; die anderen dagegen bemühen sich, deren Existenz empirisch zu bestätigen, so ehrlich, daß

der Ausdruck fiel: „Gemogelt habe ich nicht“; endlich taucht drittens in der Diskussion der Gedanke auf, daß „man auf einen Irrweg gerate, wenn man den empirischen Nachweis, die Frage der geographischen Verifizierung in den Vordergrund rückt“ — C. TROLL (43) —, daß es gar nicht auf die Verifikation ankommen, sondern auf die Klärung der empirischen Abweichungen — H. BOBEK (4) —, indem man die Gültigkeit der theoretischen Aussage voraussetzt, während andere Stimmen — H. MORTENSEN (30), W. BRÜNGER (7), E. NEEF — sich gegen eine solche deduktive Behandlung der Frage erheben. Was bedeutet diese interessante Tatsache einer so unterschiedlichen Einstellung? Was liegt diesem Widerspruch der Auffassungen zugrunde?

Die Frage kann hinleiten zu erkenntnistheoretischen Überlegungen, die dann, angewandt auf geographische Dinge, ein Gerüst allgemeiner Begriffe liefern können, mit dem man auch an Fragen der obigen Art herangehen kann. Der Hauptteil der folgenden Gedanken aber hat sich aus Fragen entwickelt, die wir vor drei Jahrzehnten im allerengsten Kreis um ERICH OBST in seiner ersten Breslauer Zeit wiederholt erörtert haben, ohne zu einem Ergebnis gekommen zu sein. Fraglich ist dabei allerdings, ob manche dabei notwendig werdende Formulierung noch „Geographie“ ist oder nicht mehr.

Axiomatisch soll im folgenden einmal in dem Sinn verstanden sein, wie ihn der Kritizismus verwendet: als unmittelbar „evident“ (KANT, Kritik der Reinen Vernunft: „Von den Axiomen