

POLARFORSCHUNG

Herausgegeben von der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung
und dem Deutschen Archiv für Polarforschung

Präsident des wissenschaftlichen Beirates: Prof. Dr. Bernhard Brockamp, Münster

Mitglieder des wissenschaftlichen Beirates:

Prof. Dr. B. Brockamp, Münster Prof. Dr.-Ing. H. Lichte, Karlsruhe

Prof. Dr. F. Möller, München Prof. Dr. F. Nusser, Hamburg

1. Vorsitzender: Prof. Dr. Karl Weiken, Metzkausen

2. Vorsitzender und Schriftleiter: Studienrat Kurt Ruthe, Bad-Harzburg

Schatzmeister: Senator Max Naumann, Achim, Geschäftsf.: Dipl.-Geophys. H. Kohnen,
Münster/Westf., Geschäftsstelle: 44 Münster/Westf., Steinfurter Straße 107.

Beisitzer: Frau Ilse Ritscher, Hamburg, und Karl-Heinz Tiedemann, Kiel

Verlag: Weserland-Verlag, Holzminden

Postscheckkonto: Senator Max Naumann, Achim, Hannover 3110

Versand der Zeitschrift nur an Mitglieder

Der Bezugspreis ist im Mitgliedsbeitrag enthalten.

Band VI — Jahrgang 37/1967 — Heft 1/2 — Erschienen Dezember 1968

Die extraterrestrische Strahlungsbilanz über beiden Polargebieten während des Nordsummers, berechnet aus Meßdaten des Satelliten NIMBUS II

Von E. R a s c h k e, Meteorologisches Institut München,
z. Zt. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md. Z*)

W. R. B a n d e e n, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md.

F. M ö l l e r, Meteorologisches Institut München

Zusammenfassung: Es wird die Bedeutung der Messungen der Strahlungsbilanz Q des Systems Erde + Atmosphäre von Satelliten aus dargelegt und an Hand einiger Karten die Verteilung des Reflexionsvermögens A der solaren Strahlung über der Nordpolarkalotte sowie der Strahlungsbilanz über Arktis (Sommer) und Antarktis (Winter) gezeigt.

Abstract: The importance for meteorology of the radiation balance Q of the system earth + atmosphere as measured from satellites is explained. By a few maps are shown the distribution of reflectivity A for solar radiation over the North Polar Area as well as the balance Q over Arctic (summer) and Antarctic (winter).

Die Strahlungsbilanz des Planeten Erde, die man von einem Satelliten außerhalb der Erdatmosphäre messen kann, setzt sich zusammen

1. aus der Strahlungseinnahme von der Sonne I_0 , angegeben in Kalorien auf die horizontale Flächeneinheit während der Zeiteinheit oder in $W\text{ cm}^{-2}$,
2. aus dem in den Weltraum zurückgeworfenen Anteil ($-AI_0$) der Strahlung, wobei A das Reflexionsvermögen ist. Dieser setzt sich zusammen aus solarer Strah-

lung, die an der Lufthülle selbst zurückgestreut wird, sowie aus der an Wolken oder der Erdoberfläche reflektierten Strahlung. Er verläßt also das System Erde + Atmosphäre wieder, ohne eine Wirkung zu hinterlassen; er wird nicht absorbiert,

3. aus der von Erde, Wolken und den absorbierenden Gasen der Atmosphäre im langwelligen Infrarot ausgesandten Temperaturstrahlung ($-E$), was einem regulären Energieverlust entspricht.

Die Strahlungsbilanz

$$Q = I_0 - AI_0 - E$$

ist von Ort zu Ort und auch mit der Zeit veränderlich. Sie stellt den Energiegewinn von Erde + Atmosphäre dar und kann sowohl positiv wie negativ sein. Ganz allgemein wird in den Tropen Q positiv sein, während in den Polargebieten Q zwar vorwiegend negativ, im Hochsommer aber gelegentlich auch positiv sein kann.

*) Jetzt Ruhr-Universität Bochum, Ber. Extraterrestrische Physik

An den Orten mit Einnahme und Abgabe muß diese Energie verbraucht oder produziert oder zwischen ihnen auf andere Weise transportiert werden, um einen Ausgleich herbeizuführen. Das geschieht im wesentlichen durch drei Vorgänge, die voneinander getrennt betrachtet werden können.

1. Die zeitliche Erwärmung des festen Bodens und der Atmosphäre am festen Ort, wie sie etwa durch den Jahresgang der Temperatur, aber auch durch kurzfristige Erwärmungen und Abkühlungen wiedergegeben wird. Vom Tagesgang der Temperatur soll abgesehen werden. Diese Vorgänge sind quantitativ geringfügig.
2. Die Erwärmung des Meerwassers oder die Wärmeabgabe des im Vergleich zur Luft zu warmen Meerwassers. Hier sind zwischen den Gebieten mit Wärmeaufnahme und -abgabe horizontale Wärmetransporte durch warme und kalte Meeresströmungen eingeschaltet, die den Ausgleich schaffen. Die Beträge, die auf diese Weise aufgenommen, verfrachtet und wieder abgegeben werden, sind *nicht* geringfügig. Sie machen im Maximum

etwa ein Drittel der gesamten benötigten Transporte aus, sind jedoch zeitlich nur wenig veränderlich und werden sich deshalb in Veränderungen der Strahlungsbilanz etwa von Woche zu Woche nur wenig bemerkbar machen.

3. Der Wärmetransport innerhalb der Luft-hülle durch horizontale Verfrachtungen von warmen und kalten Luftmassen. An Orten mit positiver Strahlungsbilanz wird in der Luft Wärme gespeichert, die Warmluft strömt dann nach „kälteren“ Gebieten ab, wo sie als Quelle für die Wärmeabgabe durch negative Strahlungsbilanz dient. Hierbei treten noch Umwandlungen von fühlbarer in latente Wärme des Wasserdampfes auf und Wechselwirkungen zwischen den Vorgängen an der Erdboden- oder Meeresoberfläche und der Atmosphäre, die zum Teil schon in die unter 1. und 2. genannten Vorgänge hineinspielen. Sie können aber hier nicht in allen Einzelheiten erörtert werden. Auf jeden Fall sind in 3. alle die Vorgänge zusammengefaßt, die wir als Allgemeine Zirkulation und

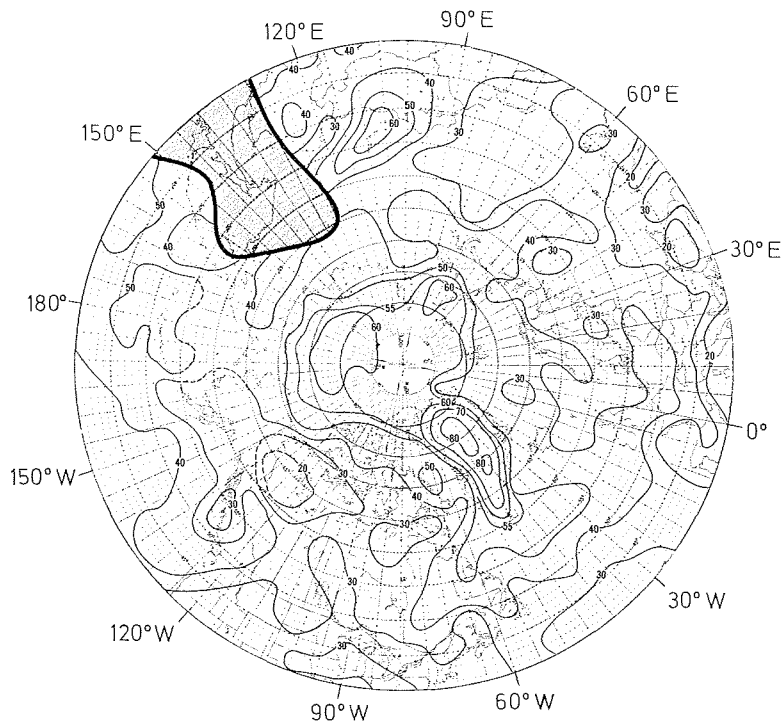


Abbildung 1
Verteilung des Reflexionsvermögens solarer Strahlung im Nordpolargebiet für die Zeit vom 1. bis 15. Juli 1966. Angaben in %.

Reflectivity of Solar Radiation in the North Polar Area from 1—15 July, 1966. Data in %.

als Wetter schlechthin bezeichnen können. Mit der vom Satelliten aus gemessenen Strahlungsbilanz und ihrer zeitlichen Veränderlichkeit erfassen wir also die thermischen Energiequellen der Wettervorgänge.

Es ist hieraus ersichtlich, daß die Strahlungsbilanz eine sehr bedeutsame Rolle in den atmosphärischen Vorgängen spielt. Durch die Messungen im Satelliten NIMBUS II ist es nun erstmalig möglich geworden, sie für kürzere Zeiträume in der Größenordnung von 14 Tagen mit globaler Überdeckung zu messen und kartenmäßig darzustellen. In NIMBUS II wurden die Größen A und E gemessen, und da dieser Satellit auf einer polaren Umlaufbahn kreiste, konnten praktisch für jeden einzelnen Tag die Meßgrößen an jedem Ort für die Mittags- und Mitternachtsstunden bestimmt werden. Allerdings sind damit noch nicht die Tagessummen von A_{I_0} oder die Tagesmittel von A gegeben; denn an jedem Ort hat die Sonnenstrahlung einen anderen Einfallswinkel, auch wird nur unter einem bestimmten Blickwinkel vom Satelliten aus gemessen, so daß umständliche Reduktionen

der ursprünglichen Meßgrößen nötig werden, um die im Tagesmittel zurückgeworfene solare Strahlung A_{I_0} zu bestimmen. Auch an den direkten Messungen von E sind Korrekturen notwendig, die allerdings nicht so umständlich zu ermitteln sind. Diese Korrekturen sind der Grund, warum noch nicht Daten für einzelne Tage angegeben werden können.

Das Experiment in NIMBUS II hat nur vom 16. 5. bis 28. 7. 1966 gedauert, also während des Hochsommers der Nordhalbkugel. Das ist bedauerlich, weil Daten aus den Tag- und Nachtgleichen ebenso interessant wären wie solche aus dem Nordwinter (Südsommer). Trotzdem geben die gewonnenen Zahlen schon bemerkenswerte Ergebnisse. Es werden hier nur wenige Kartendarstellungen gegeben.

Abb. 1 zeigt das Reflexionsvermögen A über der Nordpolarkalotte von 40—90° Breite in der ersten Hälfte des Monats Juli 1966. A ist überall dort groß, wo viele Wolken oder Schnee- und Eisbedeckung des Bodens eine große Reflexion hervorrufen, während über dem von Wolken nicht bedeckten Meere A besonders kleine Werte

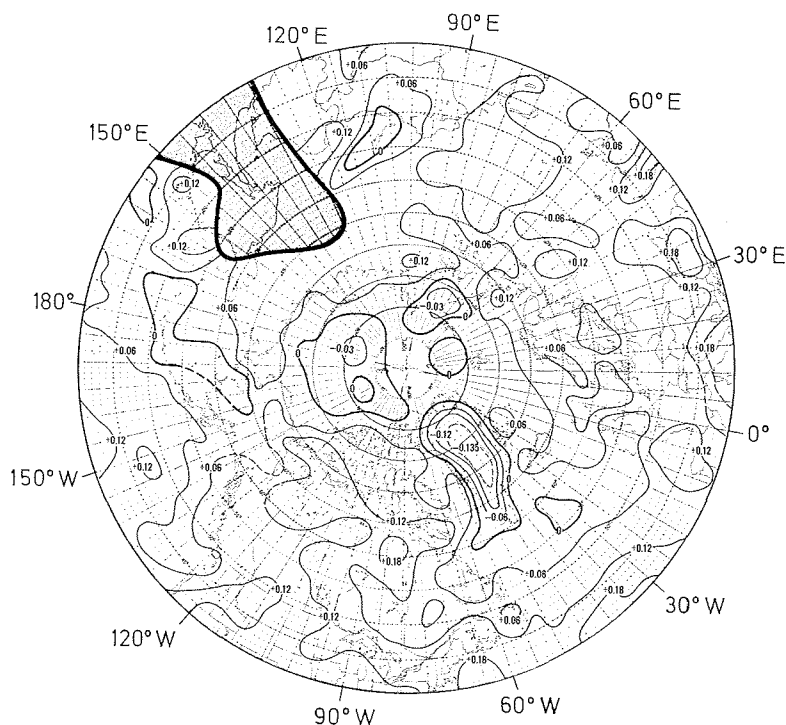
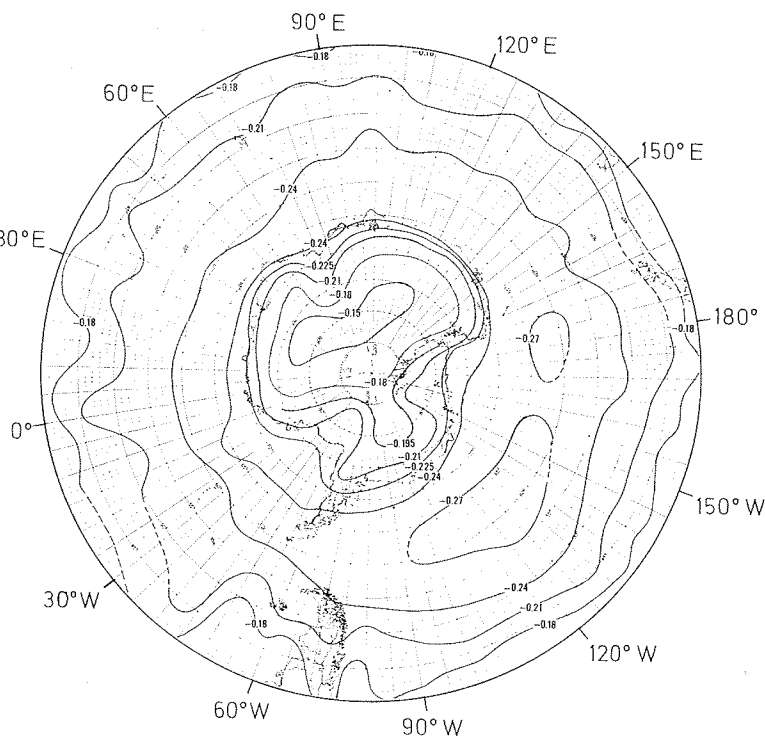


Abbildung 2
Verteilung der Strahlungsbilanz Q am Gipfel der Atmosphäre über der Arktis für die Zeit vom 1. bis 15. Juli. Angaben in $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$

Radiation Balance Q outside the Atmosphere over the Arctic from 1—15 July, 1966. Data in $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$

Abbildung 3
Verteilung der Strahlungsbilanz Q am Gipfel der Atmosphäre über der Antarktis für die Zeit vom 1. bis 15. Juli, 1966. Angaben in $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$

Radiation Balance Q outside the Atmosphere over Antarctica from 1—15 July, 1966. Data in $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$



annehmen kann. Die höchsten Werte von 80 % und mehr werden über Grönland gefunden; auch die gesamte innere Arktis weist noch Reflexionswerte $A > 50$ % auf. Ebenso finden sich noch Werte von 60 % in der Gegend um den Baikalsee, wo wahrscheinlich während dieses Zeitraumes eine ausdauernde dichte Wolkendecke gelegen hat. Die geringsten Beträge von < 20 % werden über einem Gebiet im Nordwesten Kanadas gefunden, ebenso über dem wolkenlosen Mittelmeer, Schwarzen und Kaspischen Meer, während der Atlantische und Pazifische Ozean nördlich 40° Breite noch zu sehr von Wolken bedeckt sind, um die für die Meeresoberfläche kennzeichnenden kleinen Werte erkennen zu lassen.

Die hier nicht wiedergegebene langwellige Ausstrahlung E zeigt eine ähnliche Verteilung, allerdings sind die Unterschiede nicht so stark. Die geringste Abstrahlung findet sich wieder in den kalten Gebieten Grönlands, der inneren Arktis und um den Baikalsee mit Werten von $E < 0,30 \text{ cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$. Die höchsten Werte werden bei

dieser rein thermischen Strahlung in den wärmsten wolkenlosen Kontinentalgebieten gefunden, so in Turkestan und Nevada mit $E > 0,42$. Im größten Teil der Karte treten Werte von 0,33 bis 0,36 Einheiten auf. In der Summe Q der Strahlungsbilanz überwiegt dann auch die Größe $I_0(1-A)$ gegenüber $-E$; denn über Grönland und einzelnen unzusammenhängenden Gebieten der Innerarktis findet man negative Q , die in Innergrönland bis auf $-0,135 \text{ cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ zurückgehen (Abb. 2). Nach niederen Breiten hin wird die Bilanz Q immer größer positiv und erreicht in der Nähe des $40.$ Breitengrades, aber auch über der Hudson-Bai schon $+0,18 \text{ cal}$. Hingegen treten im Bering-Meer und selbst östlich Nordjapans wieder negative Werte auf, offenbar ein Zeichen für dichte Wolkendecken (A) und hohe Temperaturen (E).

Ganz anders ist das Bild der Winterpolarkalotte, die hier nur für die Antarktis gezeigt werden kann (Abb. 3). In der Polarnacht, das ist ein Bereich vom Pol bis etwa 70° Breite, ist die Sonnenstrahlung $I_0 = 0$ oder

$Q = -E$. Im kältesten Gebiet des antarktischen Hochplateaus ist E bei den niedrigsten Temperaturen am kleinsten ($-0,15$) und nimmt nach höheren Breiten hin zu, wobei sich die Isolinien gut an die Kontinentgrenzen anschmiegen. Selbst die antarktische Halbinsel ist im Kurvenverlauf angedeutet. Q ist entsprechend überall negativ und nimmt vom Pol bis etwa $60-65^\circ$ Breite mehr und mehr ab bis zu Werten von $-0,27$. Dann macht sich nach niedrigeren Breiten hin die Sonneneinstrahlung bemerkbar und dementsprechend eine Zunahme von Q bis auf $-0,18$ in etwa 40° S. Im ganzen ist das Bild für das Südpolaregebiet entsprechend der gleichmäßigen Land- und Meerverteilung viel mehr kreissymmetrisch

als auf der Nordhalbkugel. Bemerkenswert ist, daß die niedrigsten Werte von Q nicht am Pol, sondern in einem Ring unter 60 bis 65° Breite um den Südpol angetroffen werden. In etwa 10° Süd verläuft die Null-Linie der Strahlungsbilanz.

Bisher waren aus theoretisch-rechnerischen Bestimmungen und auch aus Messungen anderer Satelliten (TIROS-Serie), die keine so gleichmäßige Überdeckung der ganzen Erde mit Meßdaten lieferten, nur Jahreszeitmittel von Q bekannt. Die Messungen von NIMBUS II erlauben zum erstenmal, kürzere Zeitintervalle zusammenzufassen und die Veränderungen zwischen diesen zu verfolgen.

Eine Anwendung der barographisch-topographischen Kurve zur Bestimmung der Bewegung von Inlandeisen

Von B. Brockamp und F. Thyssen *

Zusammenfassung: Es wird ein Verfahren zur Bestimmung der Bewegungen der Inlandeise angegeben. Mit einer kontinuierlichen Registrierung des Luftdruckes während der Fahrt und der Wiederholung dieser Messungen nach hinreichend langer Zeit kann die Verschiebung von Markierungen gegenüber ortsfesten Tälern und Hochlagen der Eisoberfläche ermittelt werden. Diese Methode wird angewandt, um für die Zeit zwischen 1959 und 1967 die Bewegung der Balisen T 0 bis T 11a auf dem EGIG-Profil in Grönland zu bestimmen.

Abstract: A method for the determination of the movement of the inland ice caps is hereby described. The shifting of marked points relative to the fixed valleys and highlands of the ice surface could be determined from the records of the barometric pressures, registered in a moving vehicle. The paper transport was coupled to the way covered by the vehicle. This method is applied to find out the movements of balises from T 0 to T 11a during 1959 and 1967 on the EGIG-profiles in Greenland.

Die Oberfläche der Inlandeise (Grönland, Antarktis) und der großen Hochlandeise hat die Form ausgedehnter Schilde; die Steigung nimmt zu den im allgemeinen asymmetrisch gelegenen größten Höhen hin ab. H. Mohn und F. Nansen (1892) zeigten bereits für die erste Durchquerung Grönlands durch Nansen (1888), daß die Eisoberfläche auf der von Osten nach Westen

durchwanderten Route sich einer ellipsenähnlichen Kurve annähert. Der allgemeinen Schildform sind Wellungen unterschiedlicher Längen- und Höhererstreckung überlagert. Sie wurden erstmalig auf der Wegener-Expedition eingehend diskutiert. Für die Bearbeitung lag eine große Anzahl barometrischer Ablesungen vor, die zwischen 1930 und 1931 auf der Expeditionsroute an dicht beieinanderliegenden Punkten gewonnen wurden (Brockamp 1933).

Diese kleindimensionierten Elemente der Eisoberfläche wurden auf der EGIG I (1959) ¹⁾ und EGIG II (1967) ¹⁾ gesondert untersucht. Von der Expedition 1959 liegt eine Veröffentlichung der Lagemessung (Hofmann 1964) und des geometrischen Nivellements (Mälzer 1964) vor. Außerdem gibt es eine zusammenhängende barographische Aufnahme der Strecke zwischen Camp VI (1959) im Westen ($\varphi 69^\circ 44' 16,8''$; $\lambda 48^\circ 04' 20,5''$) und Cecilia Nunatak im Osten ($\varphi 72^\circ 34' 29,6''$; $\lambda 27^\circ 57' 53,6''$).

*) Prof. Dr. B. Brockamp und Dr. F. Thyssen, Institut für Reine und Angewandte Geophysik 44 Münster (Westf.), Steinfurter Straße 107

¹⁾ Expédition Glaciologique Internationale au Groenland. An der Expedition waren die Länder Dänemark, Deutschland, Frankreich und die Schweiz beteiligt. Die Leitung lag bei einem internationalen Direktionskomitee, die technische Durchführung bei P. E. Victor.