

**Berichte**  
des  
**Deutschen Wetterdienstes**

**Nr. 99**  
**(Band 14)**

DK 551.52 + 551.57

**Untersuchungen**  
**des Wärme- und Wasserhaushaltes**  
**der südlichen Kontinente**

von

**Fritz Albrecht †**  
(mit 43 Abbildungen und 11 Tabellen im Text)

Offenbach a. M. 1965  
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung .....	3
Abstract .....	3
1. Berechnung und Daten .....	3
1.1. Einleitung .....	3
1.2. Die Karten der Globalstrahlung (I + D) .....	4
1.3. Die Karten der Strahlungsbilanz S .....	4
1.4. Die Karten für den Wärmeumsatz im Boden B und für die Erwärmung des tropischen Niederschlagswassers N <sub>q</sub> .....	4
1.5. Die Karten von L/V .....	5
1.6. Die Karten der natürlichen Verdunstung V .....	6
1.7. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft .....	7
1.8. Die stationsweise Berechnung der Wärmehaushaltsdaten ....	7
2. Die Karten des Wärmehaushaltes von Südamerika .....	7
2.1. Literatur und Bemerkungen .....	7
2.2. Die Karten der Globalstrahlung (I + D) .....	8
2.3. Die Karten der Strahlungsbilanz S .....	10
2.4. Die Karte des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Nieder- schläge $\frac{\Sigma(L + V)}{\Sigma N}$ .....	12
2.5. Die Karten der natürlichen Verdunstung V .....	13
2.6. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft .....	15
3. Die Karten des Wärmehaushaltes von Afrika .....	16
3.1. Literatur und Bemerkungen .....	16
3.2. Die Karten der Globalstrahlung (I + D) .....	17
3.3. Die Karten der Strahlungsbilanz S .....	20
3.4. Die Karte des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Nieder- schläge $\frac{\Sigma(L + V)}{\Sigma N}$ .....	21
3.5. Die Karten der meteorologischen Elemente .....	22
3.6. Die Karten der natürlichen Verdunstung V .....	25
3.7. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft .....	26
4. Die Karten des Wärmehaushaltes von Vorderasien .....	26
4.1. Literatur und Bemerkungen .....	26
4.2. Die Karten der Globalstrahlung (I + D) .....	30
4.3. Die Karten der Strahlungsbilanz S .....	31
4.4. Die Karte des Verhältnisses der Jahressumme an der die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Nieder- schläge $\frac{\Sigma(L + V)}{\Sigma N}$ .....	34
4.5. Die Karten der meteorologischen Elemente .....	35
4.6. Die Karten der natürlichen Verdunstung V .....	38
4.7. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft .....	41
5. Die Karten des Wärmehaushaltes von Indien und Insulinde ....	42
5.1. Literatur und Bemerkungen .....	42
5.2. Die Karten der Globalstrahlung (I + D) .....	43
5.3. Die Karten der Strahlungsbilanz S .....	45
5.4. Die Karte des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Nieder- schläge $\frac{\Sigma(L + V)}{\Sigma N}$ .....	45
5.5. Die Karten der meteorologischen Elemente .....	45
5.6. Die Karten der natürlichen Verdunstung V .....	47
5.7. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft .....	48
6. Überlegungen zum Wasserhaushalt .....	48
6.1. Allgemeines .....	48
6.2. Der Wasserhaushalt von Südamerika .....	50
6.3. Der Wasserhaushalt von Afrika .....	51
6.4. Der Wasserhaushalt von Vorderasien .....	52
6.5. Der Wasserhaushalt von Indien .....	53
Literatur .....	54

### Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, den Wärme- und Wasserhaushalt von großen Teilen der festen Erdoberfläche (Südamerika, Afrika, Vorderasien, Indien und Südasien) zu berechnen. Die Methoden zur Bestimmung des Wärmehaushaltes der festen Erdoberfläche wurden bereits im „Bericht des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 83“ beschrieben.

Bei der praktischen Durchführung der Berechnung der natürlichen Verdunstung mußte in den Trockengebieten die natürliche Verdunstung gleich dem Niederschlag angenommen werden, während sie außerhalb der Trockengebiete nach der Formel für die natürliche Verdunstung (Bericht Nr. 83) bestimmt wird. Zur Kontrolle dieser Berechnungen diente die Berechnung des Wasserhaushaltes der die betreffenden Kontinente durchfließenden Ströme.

Für die Bestimmung des Wärmehaushaltes von Südamerika wurden zahlreiche Zwischenkarten für die einzelnen meteorologischen Elemente gezeichnet, da hier besonders gute klimatologische Unterlagen vorhanden waren. Bei den übrigen Kontinenten wurde der Wärmehaushalt stationenweise an Hand der Klimadaten einzelner Stationen (40 bis 50 über jedem Kontinent verteilt) berechnet.

### Abstract

In this study it is tried to compute the heat and water balances of vast parts of the solid mass of the surface of the earth (South America, Africa, Anterior Asia, India and South Asia). The methods for the computation of the heat balance of the solid mass of the surface of the earth were already described in the „Bericht des Deutschen Wetterdienstes No. 83“.

In connection with the practical computation of the natural evaporation the natural evaporation had to be assumed as equal to the precipitation in the arid zones, while outside the arid zones it is determined according to the formula for the natural evaporation (Bericht No. 83). For the control of these computations the water balance of the streams flowing through the continents concerned was calculated.

For the determination of the heat balance in South America a great number of intermediate charts was plotted for the different meteorological elements, as for this region particularly good climatological material was available. For the other continents the heat balance was computed for individual stations by means of the climatic data for these stations (40 to 50 distributed throughout each continent).

## 1. Berechnung und Daten

### 1.1. Einleitung

Nachdem vom Verfasser in mehreren vorangegangenen Arbeiten (1—5) Berechnungen über den Wärme- und Wasserhaushalt der Ozeane ausgeführt wurden, ist eine Ergänzung der auf diesem Wege gefundenen Karten durch Berechnung des Wärme- und Wasserhaushaltes der einzelnen Kontinente erwünscht. Die Ermittlung der Komponenten des Wärmehaushaltes von Gebieten der festen Erdoberfläche ist nun wesentlich dadurch erschwert, daß es nicht möglich ist, mit den üblicherweise beobachteten klimatologischen Daten ohne Schwierigkeiten eine Trennung der von dem Boden an die Luft abgegebenen Wärmemenge  $L$  von der bei der Verdunstung verbrauchten Wärmemenge  $V$  zu erreichen, wenn auch für die Ausrechnung der übrigen Komponenten des Wärmehaushaltes, nämlich der Strahlungsbilanz  $S$  und der im Boden gespeicherten und wieder abgegebenen Wärmemenge  $B$  eine Reihe von Erfahrungsformeln zur Verfügung stehen (6—9). In diesem Gebiet sind die Untersuchungen über den Ozeanen tatsächlich leichter durchzuführen, weil, wenigstens im Prinzip, eine Trennung von an die Luft abgegebene Wärme  $L$  und bei der Verdunstung verbrauchter Wärme  $V$  bei Kenntnis der wahren Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit über dem Meer und der Wassertemperatur immer möglich ist. (Auf die Tatsache, daß Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit über den Meeren keineswegs stets einwandfrei beobachtet wurden, auf die besonders G. Wüst (10) hinwies, braucht hier nicht eingegangen zu werden.)

Die Trennung der beiden Größen  $L$  und  $V$  bei der Bearbeitung des Wärmehaushaltes von Kontinenten ist schließlich identisch mit der Bestimmung der bei der natürlichen Verdunstung der Erdoberfläche verbrauchten Wärmemenge  $V$ . Hierfür stellte der Verfasser bereits vor 12 Jahren zwei Formeln (11) auf, deren erste diese Größe auf der Grundlage des Wärmehaushaltes zu bestimmen versuchte, während die zweite die Ermittlung des Wasserhaushaltes zugrunde legte. Infolge unrichtig angenommener Konstanten gelang es nicht, diese Formeln zu einer allgemeineren Verwendung zu bringen. In einer weiteren Arbeit (12) wurden diese Formeln neuerlich diskutiert und vor allem versucht, ihre Konstanten zu verbessern. Ein Vergleich der beiden Formeln ergab, daß in vielen Fällen die auf dem Wärmehaushalt aufgebaute Formel I der vorigen Arbeit, der zweiten, auf dem Wasserhaushalt beruhenden, vorzuziehen ist. Die erstere Formel wird auch der vorliegenden Arbeit zugrundegelegt.

Im folgenden wird nun versucht, auf der Grundlage dieser Formel u. a. die Größe der natürlichen Verdunstung  $V$  für eine Reihe von Kontinenten, also einen erheblichen Teil der festen Erdoberfläche, abzuleiten. Ausgewählt wurden die südlichen Kontinente Südamerika, Afrika, Vorderasien und beide Indien.

Zu einer rohen Kontrolle der berechneten Werte für die natürliche Verdunstung  $V$  stehen nach der Gleichung

$$N = V + V_F + A,$$

(wo  $N$  den Niederschlag,  $V_F$  die Flußverdunstung und  $A$  den gemessenen Abfluß bedeuten), die Abflusssmengen

der in den betreffenden Gebieten fließenden Flüsse zur Verfügung.

Auch die vorliegende Arbeit wird auf sechs über das Jahr gleichabständige Monate erstreckt. Es werden dafür wieder, wie für die Zeichnung der Ozeankarten die Monate Februar, April, Juni, August, Oktober und Dezember benutzt, damit für jeden Monat Vergleiche zwischen dem Wärme- und Wasserhaushalt der Kontinente und der umgebenden Ozeane möglich werden.

Die Methode der Verdunstungsbestimmung aus dem Wärmehaushalt setzt die Berechnung sämtlicher Komponenten des Wärmehaushalts voraus. Als deren erste ist die Strahlungsbilanz  $S$  der Erdoberfläche zu bezeichnen. Den ersten Schritt zur Berechnung der Strahlungsbilanz bildet die Ermittlung der Globalstrahlung.

### 1.2. Die Karten der Globalstrahlung (I + D)

Die Grundlage zur Berechnung der Globalstrahlung bilden die Monatssummen der Globalstrahlung bei klarem Himmel  $(I + D)_0$  an der Meeresoberfläche für einen Wasserdampfdruck in der bodennahen Luft  $e_L = 10$  Torr. Sie sind ohne Albedoreduktion in der Abbildung 4 des „Berichtes des Deutschen Wetterdienstes Nr. 83“ (12) wiedergegeben. Auf Seite 7 derselben Arbeit sind die ausführlichen Erläuterungen zu der Anwendung dieser Kurven enthalten.

Die für die sechs in Betracht kommenden Monate gezeichneten Karten liefern die aus der obengenannten Abbildung zu findenden Werte von  $(I + D)_0$  in geraden Linien parallel zu den Breitenkreisen. An diesen Geraden sind die Korrekturen für die Wasserdampfabsorption anzubringen für die Orte, deren bodennaher Wasserdampfdruck von  $e_L = 10$  Torr abweicht. Auch der Einfluß der Albedo des Grundes und der Höhe müßte bereits bei der Bestimmung von  $(I + D)_0$  berücksichtigt werden. Der Albedoeinfluß wird aber erst bei einer Schneebedeckung merklich wirksam, und auch dort erlangen diese Albedokorrekturen nur den Betrag von wenigen Prozent. Durch Anbringung aller erwähnten Korrekturen erhält man die Ausgangskarte  $(I + D)_0$  für die Berechnung der Globalstrahlung  $(I + D)$ .

Zur Bestimmung dieser Größe wird die Gleichung [6] in (12) verwendet. Nach ihr ist:

$$(I + D) = (I + D)_0 [1 - (1 - \eta) w]$$

Für  $\eta$  wird eine von dem Verhältnis der tiefen Bewölkung zur Gesamtbewölkung und von der maximalen Sonnenhöhe  $\zeta_M$  abhängige empirische Funktion benutzt. Es ist:

$$\eta = f\left(\frac{w_{\text{total}}}{w_{\text{tief}}}\right) \cdot \varphi(\zeta_M)$$

Nach den Ausführungen auf Seite 8 in (12) wurde in den Gebieten mit starker Zirkus-Bewölkung  $f(w_{\text{total}}/w_{\text{tief}}) = 1.0$  gesetzt. Dies gilt für die Tropen und die Gebiete mit Wüstenklima. Im Hochgebirge wurde  $f(w_{\text{total}}/w_{\text{tief}}) = 1.1$  angenommen. In den Gebieten gemäßigten Klimas und für die Regenzeit in den Tropen kann der Wert 0.8 als gültig betrachtet werden. Über die Abhängigkeit der Größe  $\eta$  von Breite und Zeit geben die Abbildungen 5 und 6 in (12) Aufschluß. Für die reinen Wüsten wurde  $f(w_{\text{total}}/w_{\text{tief}})$  zwischen 1.0 und 2.0 angenommen. Es sind nun noch die Bewölkungskarten für die benutzten 6 Monate für den betreffenden Kontinent zu zeichnen. Dann ist es möglich, unter Verwendung der eingangs dieses Abschnittes gegebenen Formel, die Karten des Verhältnisses  $(I + D) / (I + D)_0$  darzustellen. Die Multiplikation dieser Karten mit den vorher gezeichneten Karten von  $(I + D)_0$  ergibt endlich die Karten für die Globalstrahlung  $(I + D)$ . Die Globalstrahlung ist in diesen Karten in kcal/cm<sup>2</sup> Mon gezeichnet. Hierbei ist für die Länge eines jeden Monats natürlich der durchschnittliche Wert von 30.4 Tagen genommen.

Allgemein betrachtet geben die Karten zunächst vor allem den jährlichen Gang der Bestrahlung wieder. Neuerdings gibt es eine Veröffentlichung, die wenigstens eine überschlägliche Überprüfung der mit diesen Karten gegebenen Werte ermöglicht. Es sind nämlich von D. A s h b e l (13) neue Weltkarten der Globalstrahlung während des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957 — 1958 erschienen. In ihnen sind mit Zahlenwerten im Durchschnitt etwa sechs Strahlungsstationen auf jedem der behandelten Kontinente eingetragen. Diese Werte sind in die hier wiedergegebenen Karten eingezeichnet. Man ersieht daraus, daß im allgemeinen eine befriedigende Übereinstimmung innerhalb von  $\pm 7\%$  zwischen Beobachtung und Berechnung besteht.

### 1.3. Die Karten der Strahlungsbilanz S

Die Strahlungsbilanz ist nach der Gleichung [4] in (12) zu berechnen. Diese Gleichung lautet:

$$S = (I + D) \alpha + 0.95 G - 0.95 \sigma \vartheta_B^4$$

Hierin bedeutet  $G$  die langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre,  $\sigma$  die Strahlungskonstante,  $\vartheta_B$  die Temperatur der Bodenoberfläche und  $(1 - \alpha)$  die Albedo des Grundes für eine Strahlung von  $\lambda = 0.3 + 3\mu$ . Die Albedo des Grundes für langwellige Strahlung ist einheitlich auf 5% angesetzt worden, da nähere Angaben über den von Ort zu Ort naturgemäß verschiedenen beschaffenen Grund fehlen. Auch an den Zahlen für  $(I + D)$  wurde eine allgemeine Reduktion von 15% angebracht, nachdem eingesehen werden mußte, daß die differenzierte Berücksichtigung verschiedener Albedozahlen für die kurzwellige Strahlung recht umständliche Berechnungen erfordert hätte.

Bei der eben angeführten Formel wird die Gegenstrahlung der Atmosphäre nach der Ängströmschen Formel (14) ermittelt. In (12) sind in der Abbildung 7 Kurven des Einflusses der Luftfeuchtigkeit und der Bewölkung auf die Ausstrahlung wiedergegeben und in Abbildung 8 die Kurven für die Berechnung der Gegenstrahlung aus der Lufttemperatur und dem Ängströmschen Reduktionsfaktor. Die Karten müssen zunächst für die Ausstrahlung  $A'$  eines Körpers von Lufttemperatur nach der Formel

$$A' = 0.95 (G - \sigma \vartheta_L^4)$$

gezeichnet werden und können erst später auf die Bodentemperatur reduziert werden. Die Subtraktion der Karten für die Ausstrahlung einer Bodenoberfläche mit Lufttemperatur von den Karten der Globalstrahlung  $(I + D)$  ( $1 - 15\%$ ) ergibt die Karten  $S'$  für die Strahlungsbilanz einer Bodenoberfläche, die auf Lufttemperatur befindlich angenommen wurde. Die Karten der Strahlungsbilanz  $S'$  bedürfen noch der Reduktion auf die Temperatur der Bodenoberfläche, die zunächst noch nicht bekannt ist.

Wie in (12) auf Seite 10 ausgeführt wurde, müssen die Karten der Strahlungsbilanz  $S'$  mit dem Reduktionsglied

$$\Delta S = 0.95 \cdot 4 \cdot \sigma \vartheta_L^3 (\vartheta_B - \vartheta_L)$$

beschickt werden. Da die Temperaturdifferenz  $(\vartheta_B - \vartheta_L)$  maximal nur bei etwa 7°C liegt, ist diese Korrektur nur verhältnismäßig klein und übersteigt selbst im Sommer und in den Wüsten kaum 2.5 kcal/cm<sup>2</sup> · Mon.

Nach der Anbringung der Korrektur von  $\vartheta_L$  auf  $\vartheta_B$  liegen die Karten für die Strahlungsbilanz  $S$  vor.

### 1.4. Die Karten für den Wärmeumsatz im Boden B und für die Erwärmung des tropischen Niederschlagswassers $N_Q$

Die Menge der im Boden gespeicherten Wärme ist bei einem Festland nicht groß. Trotzdem muß dieses Korrektionsglied bestimmt werden. Alle bisherigen Beobachtungen der Bodentemperatur haben nun ergeben,

daß in den Tropen der jährliche Bodentemperaturgang fast verschwindet (15). Bei etwa 50° Breite ist die Größe der im Boden aufgenommenen Wärmemenge nach den früheren Beobachtungen im Maximum 0.08 des Maximums der Strahlungsbilanzkurve dort. Diesem Umstand der Breitenabhängigkeit der im Boden gespeicherten Wärme B wurde dadurch Rechnung getragen, daß das Maximum für B in Abhängigkeit von der Breite nach einer Geraden angenommen wurde, die für 60° Breite den Wert 0.15 und für 0° Breite den Wert 0 hat.

Die im Boden gespeicherte Wärme ist nach den Messungen gegenüber der Strahlungsbilanz um etwa einen Monat in Phase verschoben (16). So wurde B im einzelnen schließlich berechnet.

Der von der Breite abhängige Faktor wurde für die einzelnen Monate mit den folgenden Koeffizienten belegt:

Monat	Faktor
Februar	0.95
April, Dezember	0.50
Juni, Oktober	-0.50
August	-0.95

Zu dieser Korrektur für die im Boden gespeicherte Wärmemenge B kommt noch die Wärmemenge, die durch die Erwärmung der in den kalten Gewitterregen der Tropen niedergehenden Wassermassen dem Boden entzogen wird (17). Man kann, wie es der Verfasser mehrfach getan hat, die Temperaturdifferenz zwischen dem Niederschlagswasser in den Tropenregen und der Erdoberfläche zu etwa 20° C annehmen und erhält dann für das Korrektionsglied  $N_Q$  die Größe

$$N_Q = 20 N \cdot 0.1 \cdot 0.6 \text{ kcal/cm}^2 \text{ Mon,}$$

wenn N in mm/Mon. gemessen wird. Als Grenze der Tropenregen wurde hier der Wendekreis mit 23 1/2° Breite angenommen.

Die Korrekturen, die nach diesen Überlegungen für die Monate Februar und August an den Werten von S' anzubringen sind, bleiben, wie gesagt, nur klein, ihre Berücksichtigung ist aber erforderlich. Durch die Anbringung dieser Reduktionen an den Karten für S' erhält man die Karten S' - B - N<sub>Q</sub>, aus denen nach den Ausführungen in (12) die Werte für die virtuelle Bodentemperatur ermittelt werden können.

### 1.5. Die Karten von L/V

In (12) wurde angenommen, daß für das Verhältnis der an die Luft abgegebenen Wärme L zu der bei der Verdunstung verbrauchten Wärme V die Beziehung gilt:

$$\frac{L}{V} = \frac{L'}{V'} = a \frac{\vartheta'_B - \vartheta_L}{E_B \beta - e_L}$$

Diese Beziehung wurde abgeleitet aus der Wärmehaushaltsgleichung, die für die virtuelle Bodentemperatur  $\vartheta'_B$  als gültig angenommen wurde:

$$S' - B = [a(\vartheta'_B - \vartheta_L) + (E_B \beta - e_L)] \cdot f(v)$$

Hierin bedeutet  $\vartheta'_B$  die virtuelle Bodentemperatur, die auftreten würde, wenn die Bodentemperatur allein durch die Ein- und Ausstrahlung, die Wärmeableitung an die Luft und die Verdunstung ohne Auftreten eines Wärmeaustausches zwischen Boden und Luft durch die langwellige Strahlung zustande käme.  $E'_B$  ist der dieser virtuellen Bodentemperatur entsprechende Sättigungsdampfdruck und a der Sverdrupsche Faktor der Gleichung [11] in (12). Er hat im Meeresniveau den Wert 0.492 und beträgt in 1500 m Höhe 0.470.  $\beta$  ist die vom Verfasser als „Wasserbedeckungsfaktor“ (18) eingeführte Größe, die mit der relativen Luftfeuchtigkeit in einem engen Zusammenhang steht. Er wurde in der Abbildung 9 in (12) dargestellt.

Zur Bestimmung von  $\vartheta'_B$  wird dann die Gleichung für S' - B zweckentsprechend umgeformt und der Ausdruck gebildet:

$$X = \frac{S' - B}{f(v)} + a\vartheta_L + e_L = a\vartheta'_B + E'_B \beta$$

Auf der linken Seite desselben sind alle Bestimmungsstücke zur Ermittlung von X aus S' - B, f(v),  $\vartheta_L$  und  $e_L$  enthalten, so daß  $\vartheta'_B$  mit Hilfe der Kurvenschar der Abbildung 10 in (12) ermittelt werden kann.

Hierbei muß noch auf die Größe f(v) eingegangen werden. Diese Größe hat nach den hier benutzten Dimensionen bei normalen Windverhältnissen am Boden im Mittel den Wert 1.0. Sie kann in Wüstengegenden ohne Bodenhindernisse bis auf 2.0 ansteigen und in den windschwachen Tropen bis auf fast 0.8 absinken. Übrigens ist es hier von Bedeutung, daß für die Bestimmung von  $\frac{L}{V}$  auch größere Abweichungen vom

angenommenen Wert von geringerer Bedeutung sind. Dies geht schon aus der Abbildung 13 in (12) hervor, wird aber auch durch die Überlegung deutlich, daß nach den Ausrechnungen  $\frac{S' - B}{f(v)}$  nur etwas weniger als die Hälfte Anteil an der Größe X hat und daß außerdem jede Erhöhung von  $\vartheta'_B$  auch von einer entsprechenden von  $E'_B$  begleitet ist.

Für die Größe von f(v) konnten daher ziemlich allgemeine Annahmen ausreichen. Zur Begrenzung der Gebiete für die Zuteilung der verschiedenen Werte von f(v) wurden die Windverhältnisse herangezogen. In den tropischen Gebieten sind die Windstärken allgemein gering. Für das Gebiet zwischen 20° und 40° SB wurde allgemein der durchschnittliche Wert f(v) = 1.0 gewählt, für die Wüsten und wüstenähnlichen Gebiete der Wert f(v) = 1.5.

Bei der Berechnung wurden zuerst Karten für  $a\vartheta_L + e_L$  in °C bzw. Torr gezeichnet und zu den Karten von S' - B - N<sub>Q</sub> addiert, die für die entsprechenden Regionen mit den zugehörigen Werten von f(v) beschriftet worden waren. Dies ergab die Karten des Wertes X. Hieraus ließen sich mit Hilfe der Kurvenschar der Abbildung 10 in (12) die Zahlen von  $\vartheta'_B$  für die einzelnen Punkte ermitteln. Dabei wurden die Werte des Wasserbedeckungsfaktors  $\beta$  mit Hilfe der Abbildung 9 in (12) aus den Karten der relativen Feuchtigkeit Punkt für Punkt abgelesen.

Die Zahlen für X liegen in den Sommermonaten zwischen 50 und 25 und sinken in den vom Winter betroffenen Gegenden bis auf den Wert 5 herab. Die Karten der virtuellen Bodentemperatur  $\vartheta'_B$ , die auf diesem Wege erhalten wurden, zeigen Maximalwerte von 31° C, die in den Tropengegenden verbreitet sind und sich im Sommer in die Wüstengegenden hinein nach Norden bzw. Süden erstrecken. In den Wintermonaten sinken sie in den äquatorfernten Teilen der Kontinente weit herab. Die Jahresschwankung an der Südspitze des Kontinents Südamerika z. B. geht von 22° C im Sommer bis auf 3° C im Winter.

Nach der Berechnung der Karten für  $\vartheta'_B$  sind besonders die Karten für  $\vartheta'_B - \vartheta_L$  wichtig. Sie zeigen in verhältnismäßig trockenen Gebirgsgegenden Werte bis zu 12° C. Die gleichen Werte werden auch in den Wüsten im Norden und Süden erreicht. Im Winter wird, wie zu erwarten, diese durch die Sonnenbestrahlung veranlaßte Temperaturdifferenz wesentlich kleiner und sinkt hinreichend weit vom Äquator entfernt sogar unter die Lufttemperatur.

Die Karten der Temperaturdifferenz  $\vartheta'_B - \vartheta_L$  sind besonders wichtig für die Reduktion der virtuellen Strahlungsbilanz S' auf die tatsächliche Strahlungsbilanz S. Hierauf ist schon bei der Behandlung der Karten der Strahlungsbilanz S hingewiesen worden. Ent-

sprechend der Anweisung in (12) wurde nun stets angenommen

$$\delta_B - \delta_L = 0.6 (\theta'_B - \theta_L)$$

und die Karten für diese Reduktionsgröße gezeichnet. Sie beträgt in den Tropen je nach der Höhenlage und Trockenheit zwischen 1.0 und 2.0 kcal/cm<sup>2</sup> Mon und erreicht die gleichen Werte in den Wüsten, in den Sommermonaten auch in den wüstenähnlichen Gegenden. In den Wintermonaten sinkt natürlich dort die Übertemperatur und damit auch die Größe des Korrektionsgliedes bis in die Nähe von 0.

Um das Verhältnis

$$\frac{L}{V} = \frac{L'}{V'} = a \frac{\theta'_B - \theta_L}{E'_{B\beta} - e_L}$$

zu bilden, ist es erforderlich, die Größe  $E'_{B\beta}$  zu berechnen. Nach der Gleichung

$$E'_{B\beta} = X - a\theta'_B$$

wird diese Größe durch die Subtraktion des Ausdrucks  $a\theta'_B$  von  $X$  erhalten. Für beide Größen liegen die Werte vor, so daß die Bestimmung des Differenzgliedes, also von  $E'_{B\beta}$  keine Schwierigkeiten macht. Die Differenzkarten von  $E'_{B\beta}$  und  $e_L$ , dem Dampfdruck in Bodennähe, lieferten den Nenner des Bruches  $\frac{L}{V}$ .

Die Werte von  $E'_{B\beta}$  liegen in den Tropen um 30 Torr, sinken aber im Sommer, unter den gemachten Voraussetzungen, nur bis auf etwa 20 Torr herab. Erst im Winter nehmen sie dort kleinere Werte bis etwa 7 Torr an. Dieser Sachverhalt wirkt sich auf das Verhältnis  $\frac{L}{V}$  in der Weise aus, daß die seine Verteilung darstellenden Karten zwar in den Tropengegenden durchaus sinnvolle Werte von  $\frac{L}{V} = 0.2$  bis in den Höhenlagen  $\frac{L}{V} = 0.4$  ergeben, daß aber in den Wüstengebieten im Sommer der Wert von  $\frac{L}{V} = 1.5$  selten überschritten wird.

Bei einer ungeprüften Hinnahme dieser Zahlen würde eine Verdunstung für die Wüsten errechnet werden, die weit über den überhaupt möglichen Betrag, der in solchen Wüsten gleich dem Niederschlag sein muß, hinaus gehen würde. Die Ursache dieser Erscheinung liegt, formal gesehen, in dem unverhältnismäßig hohen Betrag von fast 50% Relativer Luftfeuchtigkeit, der in diesen Wüstengegenden gemessen wurde. Eine weitere Untersuchung des Sachverhaltes führte zu der Auffassung, daß der Wasserbedeckungsfaktor, dessen Kurve in Abhängigkeit von der Relativen Luftfeuchtigkeit in der Abbildung 9 in (12) dargestellt wurde, zwar für die Tropengebiete mit ihren hohen Relativen Luftfeuchtigkeiten die Verhältnisse einwandfrei wiedergibt, daß aber für die Trockengebiete sein Einsatz nur mit vorsichtiger Kritik erfolgen darf. Schon bei der Bearbeitung der Gobi-Werte zeigte sich übrigens, daß der Wasserbedeckungsfaktor bei geringeren Relativen Feuchtigkeiten gelegentlich in den Einzelwerten erheblich nach unter der Kurve der Abbildung 9 in (12) liegenden Zahlen streute. Es bestand aber keine Möglichkeit, zwischen den mittleren Monatswerten der Relativen Feuchtigkeit und dem Wasserbedeckungsfaktor eine andere Beziehung abzuleiten als die der genannten Abbildung 9. Ein Grund dafür ist, daß für die Verdunstung in der Wüste naturgemäß hauptsächlich die Mittagswerte verantwortlich sind und daß für die Relative Feuchtigkeit meist nur Monatsmittel zu erlangen sind, die die geringen Relativen Feuchtigkeiten des Mittags und die ihnen entsprechenden kleinen Wasserbedeckungsfaktoren nicht erkennen lassen.

Aus diesen Ausführungen ist zu folgern, daß die Kurve für den Wasserbedeckungsfaktor in Abhängig-

keit von den Monatsmitteln der Relativen Feuchtigkeit für die Werte um 50% Relative Feuchtigkeit und weniger zu hoch angenommen wurde und etwa auf die Hälfte vermindert werden muß. Für die höheren Relativen Feuchtigkeiten ist dagegen diese Kurve in 9 (12) und die auf ihr aufgebauten Bestimmungen von  $\frac{L}{V}$  und schließlich von  $V$  sehr gut zu benutzen. Man könnte auch sagen, daß für die Berechnung der Verdunstung der Wüstengebiete die auf dem Wasserhaushalt aufgebaute Formel II der vorigen Arbeit besser geeignet ist als die auf dem Wärmehaushalt aufgebaute Formel I. Diese letztere Formel wurde aber hier deswegen benutzt, weil sie zur Darstellung der Verdunstung der wasserreichen Tropengebiete, wie bereits in (12) ausgeführt wurde, ungleich besser geeignet ist als die Wasserhaushaltsformel.

### 1.6. Die Karten der natürlichen Verdunstung V

Bringt man die Korrekturen von der virtuellen Bodentemperatur  $\theta'_B$  auf die tatsächliche Bodentemperatur  $\theta_B$ , von der im vorigen Abschnitt gesprochen wurde, an den Karten für  $S - B - N_Q$  an, so erhält man die Karten für

$$S - B - N_Q = L + V.$$

Man bekommt also die Karten der Summe der unmittelbar an die Luft abgegebenen und der bei der Verdunstung verbrauchten Wärmemenge. Nachdem durch die Karten  $\frac{L'}{V'} = \frac{L}{V}$  das Verhältnis dieser beiden Wärmemengen bestimmt wurde, lassen sich die Karten für die natürliche Verdunstung  $V$  des Bodens zeichnen, indem man die Verhältniszahl bildet:

$$V = \frac{L + V}{1 + \frac{L}{V}}$$

Wie im vorigen Abschnitt auseinandergesetzt wurde, kann man annehmen, daß die auf diesem Wege bestimmten Verdunstungskarten für die Tropen und gemäßigten Gegenden durchaus befriedigende Werte liefern werden, daß sie dagegen für die Wüstengebiete zu hohe Zahlen ergeben. Für diese wurde, um die Umständlichkeit zu vermeiden, die mit der Wasserhaushaltsberechnung nach Formel II verbunden ist, die monatliche Verdunstung gleich dem monatlichen Niederschlag angenommen.

Nun zeigen die Niederschlagskarten in den Übergangsgebieten zwischen trockenen und niederschlagsreicheren Gegenden ein verhältnismäßig sehr schnelles Ansteigen des Niederschlages auf engem Raum. Ebenso nimmt auch die Relative Feuchtigkeit auf engem Raum ziemlich schnell zu. So ist anzunehmen, daß tatsächlich nur eine den Trockengebieten unmittelbar benachbarte Zone von etwa 200 km Breite aus dem Gebiet der Wüste, in der Niederschlag gleich Verdunstung ist, herausfällt und noch nicht von der hier benutzten, Wärmehaushaltsformel erfaßt wird. Als Grenzlinie für die Trennung des Wüstengebietes, in dem Verdunstung gleich Niederschlag anzusetzen ist, von dem Gebiet der Wärmehaushaltsformel wurde die Linie angesetzt, in der das Verhältnis der Jahressumme der Strahlungsbilanz abzüglich der im Boden gespeicherten Wärmemenge  $B$  und der bei der Verdunstung des Tropenniederschlags verbrauchten Wärmemenge  $N_Q$ , also die Größe

$S - B - N_Q = L + V$  ausgedrückt in kcal/cm<sup>2</sup> Mon doppelt so groß ist wie die Jahressumme des Niederschlages  $N$  ausgedrückt in der gleichen Einheit kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Die Grenzlinie ist also gekennzeichnet durch den Ausdruck:

$$\frac{\sum (L + V)}{\sum N} = 2$$

Die Karten der Verteilung dieser Größe über den

Kontinenten sind in den betreffenden Kapiteln für jeden Kontinent wiedergegeben und besprochen.

Eine große Bedeutung gewinnen in jedem Falle die Übergänge von den Trockengebieten, in denen die Verdunstungen gleich dem Niederschlag anzusetzen sind, zu den Verdunstungen, die nach der Wärmehaushaltsformel zu bestimmen sind. Sie müssen in jedem Falle besonders behandelt werden.

### 1.7. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft

Die letzte Komponente des Wärmehaushaltes bildet der Wärmeumsatz L zwischen Boden und Luft. Sie ist durch Differenzbildung der Karten für L + V und für V zu bestimmen. Die Einheit des Wärmeumsatzes L ist wie bei der Globalstrahlung, der Strahlungsbilanz und der im Boden gespeicherten Wärmemenge kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Ihre Verteilung über die einzelnen Kontinente wird bei jedem der Gebiete gesondert besprochen.

### 1.8. Die stationsweise Berechnung der Wärmehaushaltsdaten

In den bisher gemachten Ausführungen wurde besonders der für den Kontinent Südamerika entwickelten Berechnungsmethode der Wärmehaushaltsdaten gefolgt. Für diesen Kontinent lagen sowohl für den ganzen Kontinent als auch für eine Anzahl von Ländern, so Brasilien und Argentinien, ausgezeichnete Karten der Klimatelemente für die einzelnen Monate vor. Bei der Behandlung anderer Kontinente war dies nicht der Fall. Dafür aber gibt es eine große Zahl von Verzeichnissen der Klimadaten einzelner Klimastationen.

Es erschien in diesem Falle sinnvoller, auf die Zeichnung der Zwischenkarten zu verzichten, dafür aber für eine möglichst große Zahl von Stationen einzeln den jährlichen Gang der Wärmehaushaltselemente zu berechnen.

Aufgenommen wurde auf diese Weise in jeder Tabelle der jahreszeitliche Gang in sechs Monaten für die Elemente zur Berechnung des Wärmehaushaltes:

die virtuelle Strahlungsbilanz  $S' = (I + D) \cdot 0,85 - (\theta_L^4 G) \cdot 0,95$

die Reduktionsglieder für die im Boden gespeicherte Wärmemenge B und die für die Erwärmung des Niederschlagswassers aufgewendete Wärmemenge  $N_Q$

die Relative Feuchtigkeit R. F. in Monatsmitteln der Wasserbedeckungsfaktor  $\beta$

die Lufttemperaturen  $\theta_L$

die Wasserdampfdrucke in Bodennähe  $e_L$

die Hilfsgröße  $X = (S' - B - N_Q) / f(v) + a\theta_L + e_L$

die virtuelle Bodentemperatur  $\theta'_B$

die Temperaturdifferenzen virtuelle Bodentemperatur gegen Lufttemperatur  $(\theta'_B - \theta_L)$

das Dampfdruckgefälle Boden gegen Luft in der Form des Ausdrucks  $E'_B\beta - e_L$

das Verhältnis  $\frac{L}{V} = \frac{L'}{V'} = a \cdot \frac{\theta'_B - \theta_L}{E'_B\beta - e_L}$

aus den Zahlen für  $(\theta'_B - \theta_L)$  wird das Glied  $\Delta S = 0,6 \cdot 4\sigma \cdot 0,95 \theta_L^3 (\theta'_B - \theta_L)$  erhalten, das von der virtuellen Strahlungsbilanz  $S'$  abgezogen die tatsächliche Strahlungsbilanz S ergibt nach der Formel  $S = S' - \Delta S = S' - 0,6 \cdot 4\sigma \cdot 0,95 \theta_L^3 (\theta'_B - \theta_L)$ .

Weiter erhält man nach der Gleichung  $S - (B + N_Q) = L + V$  die Werte für die Summe von an die Luft abgegebener und bei der Verdunstung verbrauchten Wärme L + V.

Für die Größen S, L + V wurden Karten gezeichnet.

Für jede der berechneten Stationen wurde sodann aus der Summation  $2 \times \Sigma (L + V)$  über die sechs behandelten Monate die Jahressumme der Größe  $\Sigma (L + V)$  gebildet und aus der Klimatablelle die zugehörige Menge des Jahresniederschlags abgelesen und in kcal/cm<sup>2</sup> Jahr ausgedrückt. Der Wert  $\frac{\Sigma (L + V)}{\Sigma N}$  ist dann bei jeder

Station angeschrieben. Die letzte Zeile der für jede Station berechneten Tabelle bildet die natürliche Verdunstung

V, die nach der Gleichung  $V = \frac{L + V}{1 + \frac{L}{V}}$  aus L + V und  $\frac{L}{V}$  ermittelt wurde.

Auf diese Weise wurden für Afrika die Tabellen für 43 Stationen, für Vorderasien die Tabellen für 45 Stationen und für Indien und Südasien die Tabellen für 53 Stationen berechnet.

Die Namen der berechneten Stationen, ihre Koordinaten und Stationshöhen sind bei der Behandlung der einzelnen Kontinente mitgeteilt.

## 2. Die Karten des Wärmehaushaltes von Südamerika

### 2.1. Literatur und Bemerkungen

Ausgewählt wurde Südamerika als erster Kontinent aus dem Grunde, weil über dieses Gebiet vor schon seit über dreißig Jahren in der „Klimakunde von Südamerika“ von K. Knoch (19) ein zusammenfassendes, kritisch bearbeitetes klimatologisches Standardwerk vorliegt. Auf dieses Werk mußte bei der vorliegenden Arbeit vielfach zurückgegriffen werden, wenn auch sowohl über Brasilien (20) als auch über Argentinien (21) neuerdings sehr vollständige klimatologische Werke erschienen sind und Venezuela (22) einen ausgezeichneten Niederschlagsatlas herausgebracht hat.

## 2.2. Die Karten der Globalstrahlung (J + D)

Die Karten für die Globalstrahlung (J + D) in den Monaten Februar und August sind in den Abbildungen 1 und 2 wiedergegeben. Die relative Verstärkung

der Globalstrahlung in den Hochgebirgen, aber auch in den Wüsten ist deutlich zu erkennen. Eine verhältnismäßige Verminderung der Bestrahlung findet in der Tiefebene des Amazonasbeckens statt. Ihr gegenüber

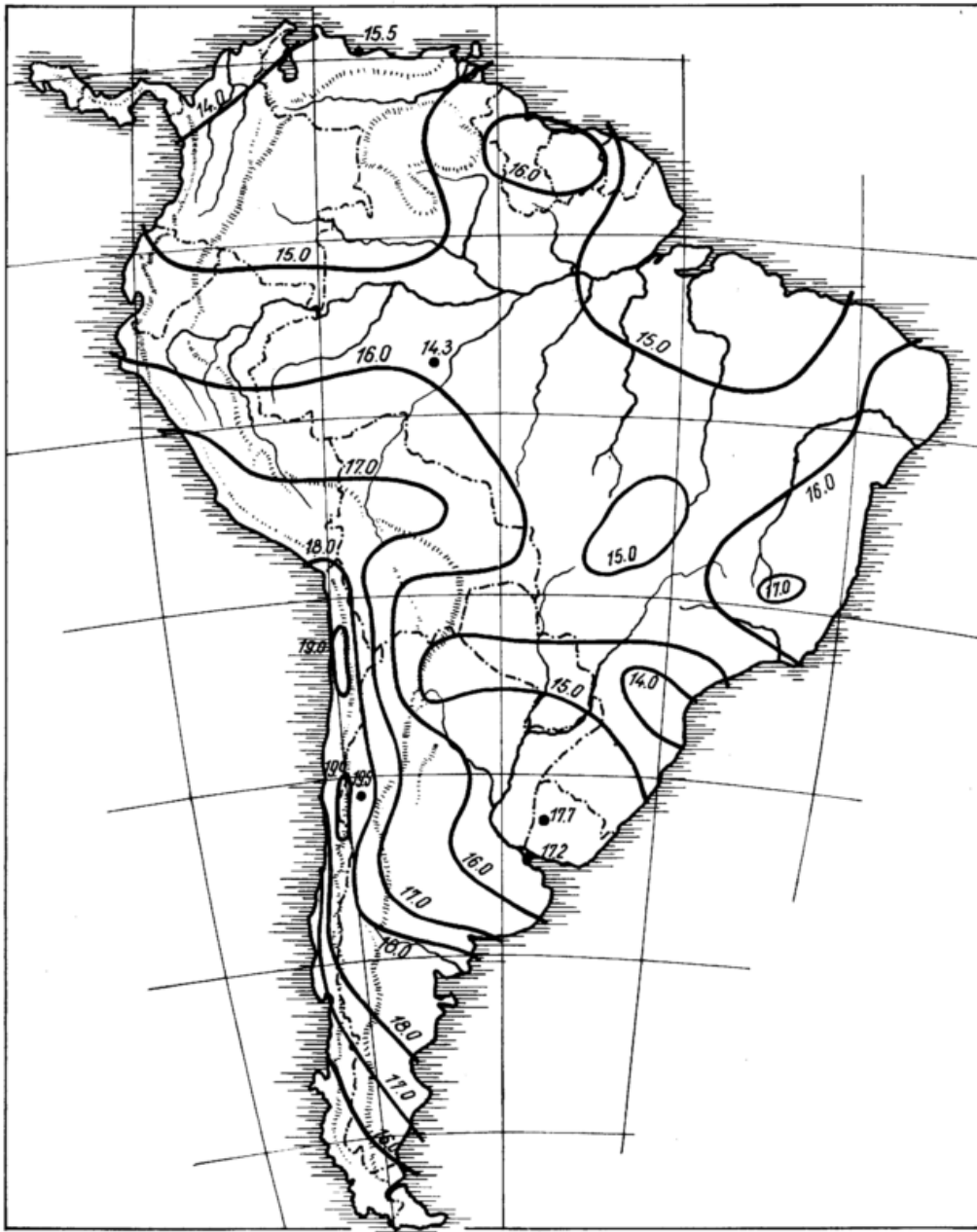


Abb. 1  
Die Verteilung der Globalstrahlung (I+D) in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Südamerika im Februar

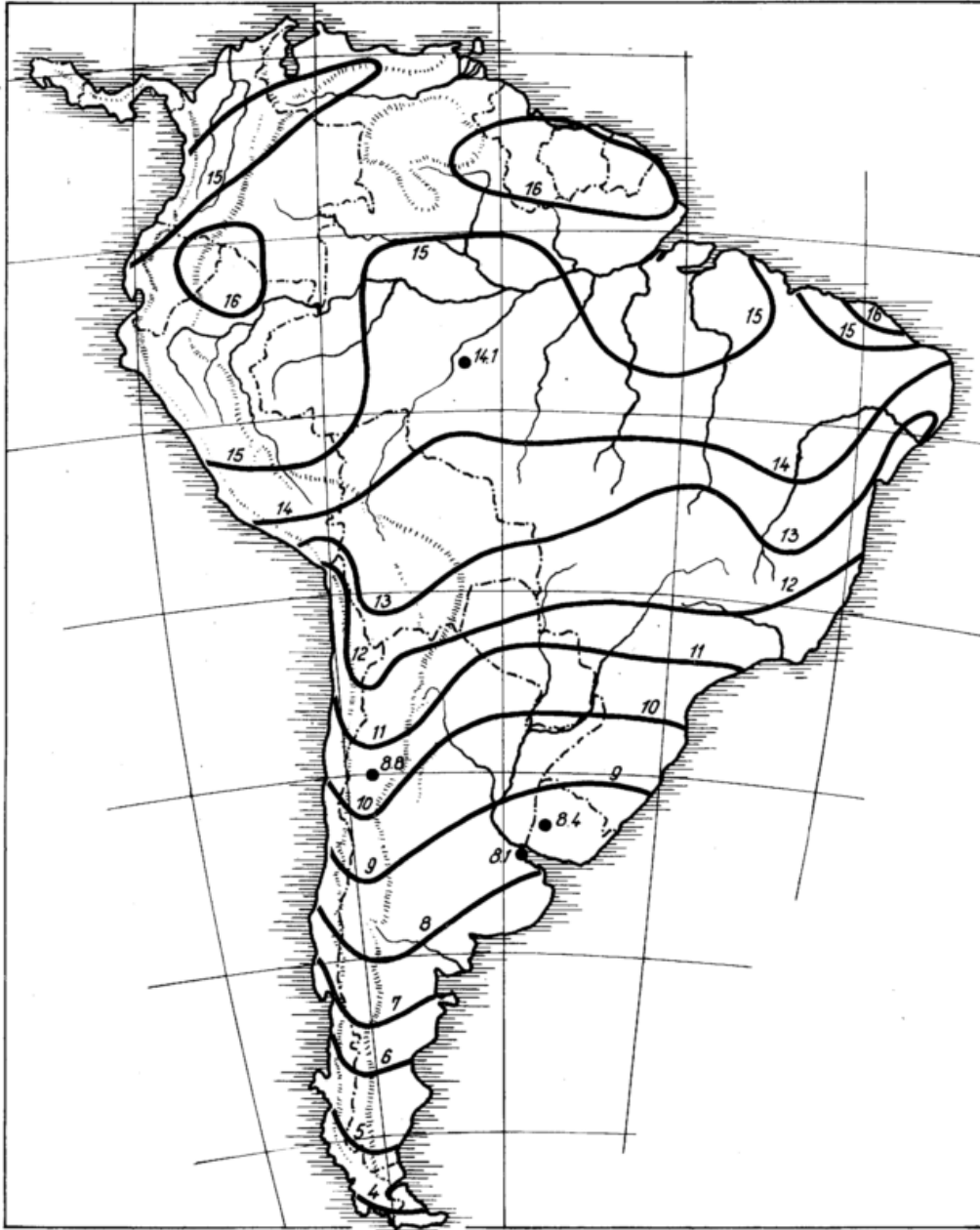


Abb. 2  
Die Verteilung der Globalstrahlung (I+D) in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Südamerika im August

ist eine gewisse Erhöhung der Globalstrahlung in den Trockengebieten Nordostbrasilens unverkennbar.

Zum Vergleich mit den A s h b e l schen (13) Weltkarten der Globalstrahlung stehen im Durchschnitt sechs

Strahlungsstationen auf dem südamerikanischen Kontinent zur Verfügung. Die mit ihnen gegebenen Werte sind in den Karten eingezeichnet. Man ersieht daraus, daß im allgemeinen eine befriedigende Übereinstim-

mung innerhalb von  $\pm 7\%$  zwischen Beobachtung und Berechnung besteht.

### 2.3 Die Karten der Strahlungsbilanz S

Die Karten der Strahlungsbilanz S sind in den Ab-

bildungen 3 und 4 für die Monate Februar und August wiedergegeben. Die Karten zeigen in den Wintermonaten (August) eine ziemlich breitenparallele Anordnung der Isolinien. In den Sommermonaten sind diese Verhältnisse durch eine erhebliche Bevorzugung des An-



Abb. 3

Die Verteilung der Strahlungsbilanz S in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Südamerika im Februar



Abb. 4  
Die Verteilung der Strahlungsbilanz S in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Südamerika im August

dengebietes gestört. Der jährliche Gang der Sonnen-  
bestrahlung kommt natürlich besonders in den Winter-

monaten im Süden des Kontinents stark zum Aus-  
druck.

**2.4. Die Karte des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Niederschläge  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N}$**

Die Karte des Verhältnisses der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Niederschläge, beide ausgedrückt in kcal/cm<sup>2</sup> Jahr, ist in Abbildung 5 gebracht. Sie zeigt als Hauptgebiet, in dem  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N}$  die Größe 2 übersteigt, das große Trockengebiet von Patagonien über das trockene Hochgebirge bis zu den Wüstengebieten von Peru. Außerdem besteht

ein Trockengebiet im Norden an der Küste von Kolumbien und ziemlich weit (3 Breitengrade) nach Süden hineingreifend an der Küste von Venezuela. Ein letztes Trockengebiet liegt an der Nordostecke von Brasilien. In diesen nördlichen Trockengebieten lassen sich die Übergänge von den Verdunstungen, die nach der Größe des Niederschlags berechnet werden müssen, zu den Verdunstungen, die nach der Wärmehaushaltsformel zu bestimmen sind, oft leicht durchführen, da sich in den Übergangsgebieten nur ziemlich geringe Unterschiede zwischen beiden Werten ergeben.



Abb. 5  
Die Verteilung des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Niederschläge  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N}$  in Südamerika

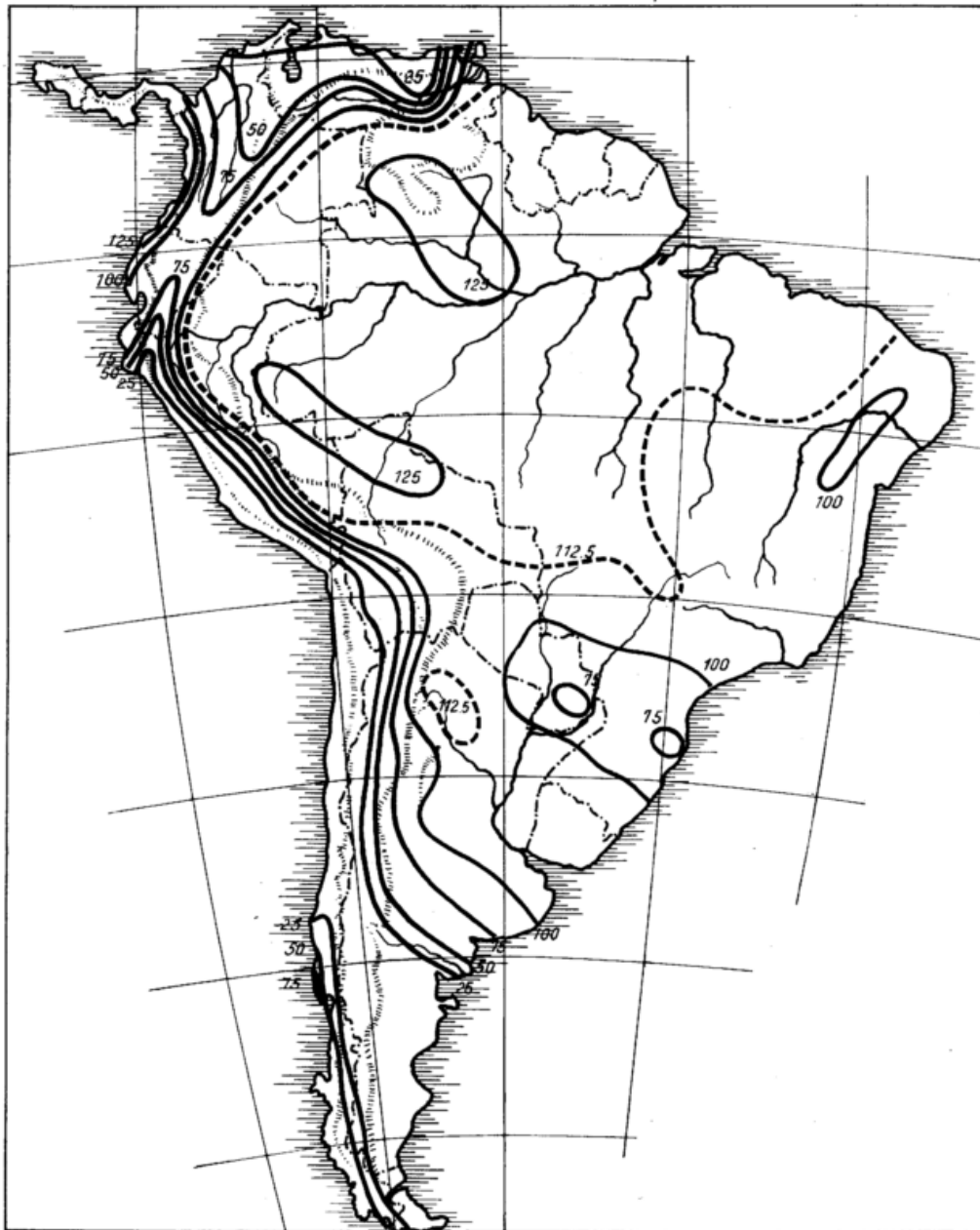


Abb. 6  
Die Verteilung der natürlichen Verdunstung V in mm/Mon  
in Südamerika im Februar

### 2.5. Die Karten der natürlichen Verdunstung V

Die Monatskarten der natürlichen Verdunstung sind in den Abbildungen 6 und 7 für Februar und August wiedergegeben. Als Einheit wurde, mit Rücksicht auf die Erfordernisse des Wasserhaushaltes, mm/Mon. gewählt.

Die Monatskarten zeigen im einzelnen naturgemäß die größte Verdunstung in dem Urwaldgebiet des Amazonas. Hier werden gewöhnlich 100 mm/Mon. z. T. erheblich überschritten und im Maximum, allerdings an wenigen, eng begrenzten Stellen, in zwei Monaten 150 mm/Mon. erreicht. Im allgemeinen sind für dieses Gebiet 125 mm/Mon. als Mittelwert anzusprechen. Die stärksten Verdunstungen liegen im April und August, Oktober deutlich um den Äquator. Im Dezember wird der südliche Hochstand der Sonne durch eine deutliche Verschiebung des Maximums der Verdunstung nach Süden merkbar. Die Maximalverdunstung liegt in diesem Monat um 10° S im Urwaldgebiet. In den Monaten

Juni und August herrscht in dieser Region die fast niederschlagslose Trockenzeit. Die Relative Feuchtigkeit bleibt aber hier auch bei den hohen tropischen Temperaturen noch auf 70 bis 75%. Gerade hierdurch wird dort die Notwendigkeit der Anwendung der Wärmehaushaltsformel für die Berechnung der Verdunstung bedingt. Für das Urwaldgebiet des Amazonas ist das Verhältnis

$$\frac{\sum (L + V)}{\sum N} = 1$$

Nach Ausweis der Abbildung 5 gehört es also mit zu den kleineren der auf der Karte verzeichneten. Natürlich sind die Verdunstungen im Gebiet Mittelbrasilien in der Trockenzeit erheblich (um etwa 40%) vermindert, aber die Verdunstung bleibt immer noch groß, da die Feuchtigkeit, die im Boden verbleibt, noch eine große Verdunstung ermöglicht. Dies ist ein wichtiger Unterschied der Ergebnisse der hier benutzten Formel gegenüber der auf dem Wasserhaushalt gegründeten Formel II in (12). Diese letztere läßt nämlich die Ver-

dunstung in der Trockenzeit wesentlich geringer erscheinen, weil bei ihr der vertikale Wasseraustausch im Boden nicht ausreichend berücksichtigt wird.

In dem Übergangsbereich zwischen dem Trockengebiet um Patagonien und den nördlich anschließenden regenreicheren Gegenden werden im Winter auch nach der Wärmehaushaltsformel niedrige Verdunstungszahlen bestimmt, so daß hier der Übergang über der Grenzlinie vollkommen zwanglos zwischen der Verdunstung nach der Wärmehaushaltsformel und nach der Annahme der Verdunstung gleich dem Niederschlag geschieht. Auch bei der Zeichnung des Überganges auf die Wärmehaushaltsformel von der peruanischen Wüste nach Norden entstehen keine besonderen Schwierigkeiten. Bei der Behandlung der Randzone im Norden des Kontinents gegenüber den Trockengebieten ist gelegentlich eine aufmerksame Beachtung der Grenzlinien erforderlich. Im Nordosten Brasiliens ist in dem dort verhältnismäßig niederschlagsreichen Februar ein leichter Übergang über die Grenzlinie möglich.

Die für das Hochgebirge in den Tropen eingetragenen Verdunstungszahlen sind wegen der geringen Anzahl von Beobachtungsstationen in Kolumbien natürlich noch unsicher. Für das niederschlagsreiche Gebiet auf der Westseite der Anden in Kolumbien wurde angenommen, daß die Verdunstung auch hier 125 mm/Mon. nicht überschreitet.

In den Wintermonaten wird die Verdunstung nach Süden natürlich durch die geringen zugestrahlten Wärmemengen begrenzt. Der Wärmehaushalt wird in diesen Gegenden wegen der kleinen Werte, die für  $L+V$  zur Verfügung stehen, nur recht klein. Dies zeigen die Karten des Kontinents südlich von  $40^\circ$  SB bereits im April. Besonders ausgeprägt ist die Verminderung der Verdunstung natürlich im Juni. Aber auch der August hat südlich von  $40^\circ$  Breite keine nennenswerte Verdunstung mehr, trotzdem z. B. an der Westküste durch große Niederschläge eine ausreichende Feuchtigkeit zur Verfügung stände. Erst in den Sommermonaten Oktober, Dezember und Februar ist die Wärmeaufnahme



Abb. 7  
Die Verteilung der natürlichen Verdunstung V in mm/Mon  
in Südamerika im August

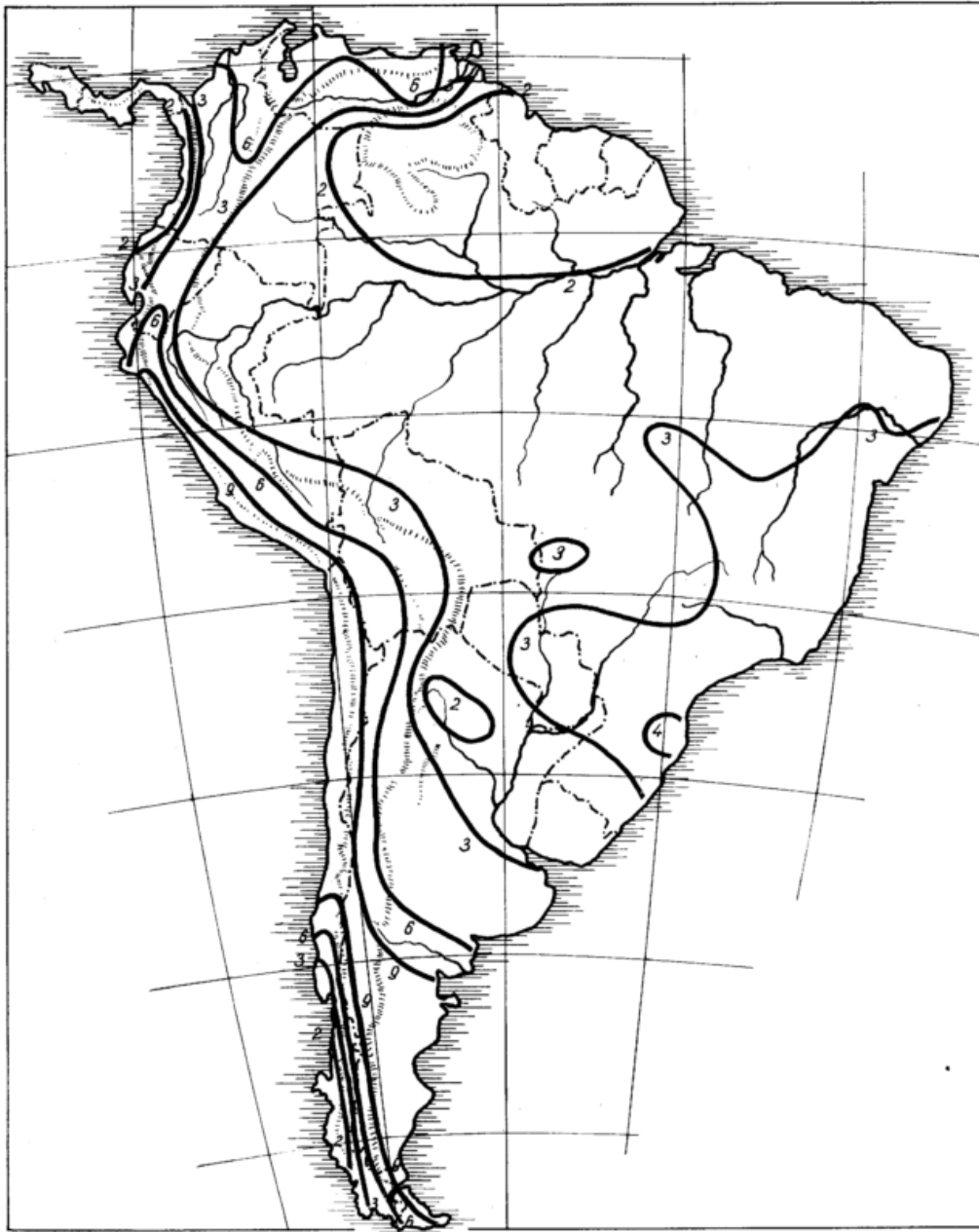


Abb. 8  
Die Verteilung des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft in kcal/cm<sup>2</sup>Mon in Südamerika im Februar

aus der Strahlung groß genug, daß sich die natürliche Verdunstung entsprechend der Niederschlagsverteilung voll auswirken kann.

### 2.6. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft

Die letzte Komponente des Wärmehaushaltes bildet der Wärmeumsatz L zwischen Boden und Luft. In den Abbildungen 8 und 9 ist der Wärmeumsatz für Februar und August dargestellt.

Aus den Karten erkennt man, daß die Größe des Wärmeumsatzes zwischen Boden und Luft im tropischen Amazonasbecken das ganze Jahr hindurch zwischen 2 und 3 kcal/cm<sup>2</sup> Mon liegt. In dem Trockengebiet Nordost-Brasiliens steigt sie im Oktober auf 8 kcal/cm<sup>2</sup> Mon, während sie dort in dem verhältnismäßig niederschlagsreichen Februar nur etwa 3 kcal/cm<sup>2</sup> Mon erreicht.

In den Gebieten mittlerer Breite um 30° S bleibt L

im Winter naturgemäß wegen der geringen Zustrahlung an Wärme, also auch kleinem L+V, klein. Im Juni werden dort 2 kcal/cm<sup>2</sup> Mon nicht erreicht. Im Sommer aber verdoppelt sich die Wärmeabgabe des Bodens an die Luft in diesen Gegenden. Groß wird der Unterschied zwischen Sommer und Winter natürlich in Patagonien. Hier werden im Sommer (Dezember und Februar) über 9 kcal/cm<sup>2</sup> Mon erreicht, während im Winter wegen der dann geringen Strahlungsaufnahme dieser Gebiete weniger als 2 kcal/cm<sup>2</sup> Mon auftreten. In den Wüstengebieten Perus, die stets eine starke Wärmezufuhr durch Strahlung haben, geht die Jahresschwankung nur von 9 bis 6 kcal/cm<sup>2</sup> Mon.

Wird infolge von großer Wasserzufuhr durch Niederschläge die Verdunstung groß, wie z. B. an der Westküste von Kolumbien im Norden und an der Küste von Chile im Süden, so vermindert sich die Größe von L bis zu dem Wert 2 kcal/cm<sup>2</sup> Mon, der auch für die Tropen berechnet wurde. Für Südkhile ist dieser Vorgang natürlich nur in den Sommermonaten zu beobachten, weil

dort in den Wintermonaten ganz allgemein die Größe  $L$  wegen der geringen Strahlungszufuhr den Wert von  $2 \text{ kcal/cm}^2 \text{ Mon}$  nicht erreicht.

Auch in dem Trockengebiet im Norden des Kontinents, in Venezuela und Nord-Kolumbien bestehen große Werte von  $L$  entsprechend der dort geringen Verdunstung. Der jährliche Gang ist aber dort weniger ausgeprägt. Er läuft entgegengesetzt dem des Niederschlags.

Die größten Werte von  $L$  werden im Dezember für die nordchilenischen Anden berechnet. Hier erreicht  $L$  die Größe von  $10 \text{ kcal/cm}^2 \text{ Mon}$ . In dieser Gegend wurden gleichfalls hohe Werte für die Globalstrahlung gefunden und entsprechend den Karten von A s h b e l (13) auch beobachtet.

### 3. Die Karten des Wärmehaushaltes von Afrika

#### 3.1. Literatur und Bemerkungen.

Gegenüber Südamerika besitzt der Kontinent Afrika die Besonderheit, daß er sich beiderseits vom Äquator

nach Norden und Süden etwa gleichweit angenähert über  $35$  Breitengrade erstreckt und daß ihm ein in meridionaler Richtung durchziehender Gebirgszug fehlt, der in Südamerika in Form der Cordilleren weitgehend das Klima beeinflusst. Dementsprechend zeigt der Kontinent Afrika besonders klar die normale Gliederung der Klimazonen mit dem Regengebiet über den Tropen und den beiden nördlich und südlich daran anschließenden Wüstengebieten in den Regionen, die auf den Ozeanen von den Passatwinden eingenommen werden. Die höheren Gebirge Afrikas sind in einzelnen getrennten Massiven über den ganzen Kontinent verteilt, so daß sie die Zirkulation der Atmosphäre, im Vergleich zu Südamerika betrachtet, weniger beeinflussen.

Eine zusammenfassende Bearbeitung der Klimatologie von Afrika mit entsprechenden Kartendarstellungen fehlt leider bislang. Soweit Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Niederschlag in Frage kommen, wird sie allerdings weitgehend ersetzt durch das ausgezeichnete Werk des britischen Wetterdienstes in den "Tables

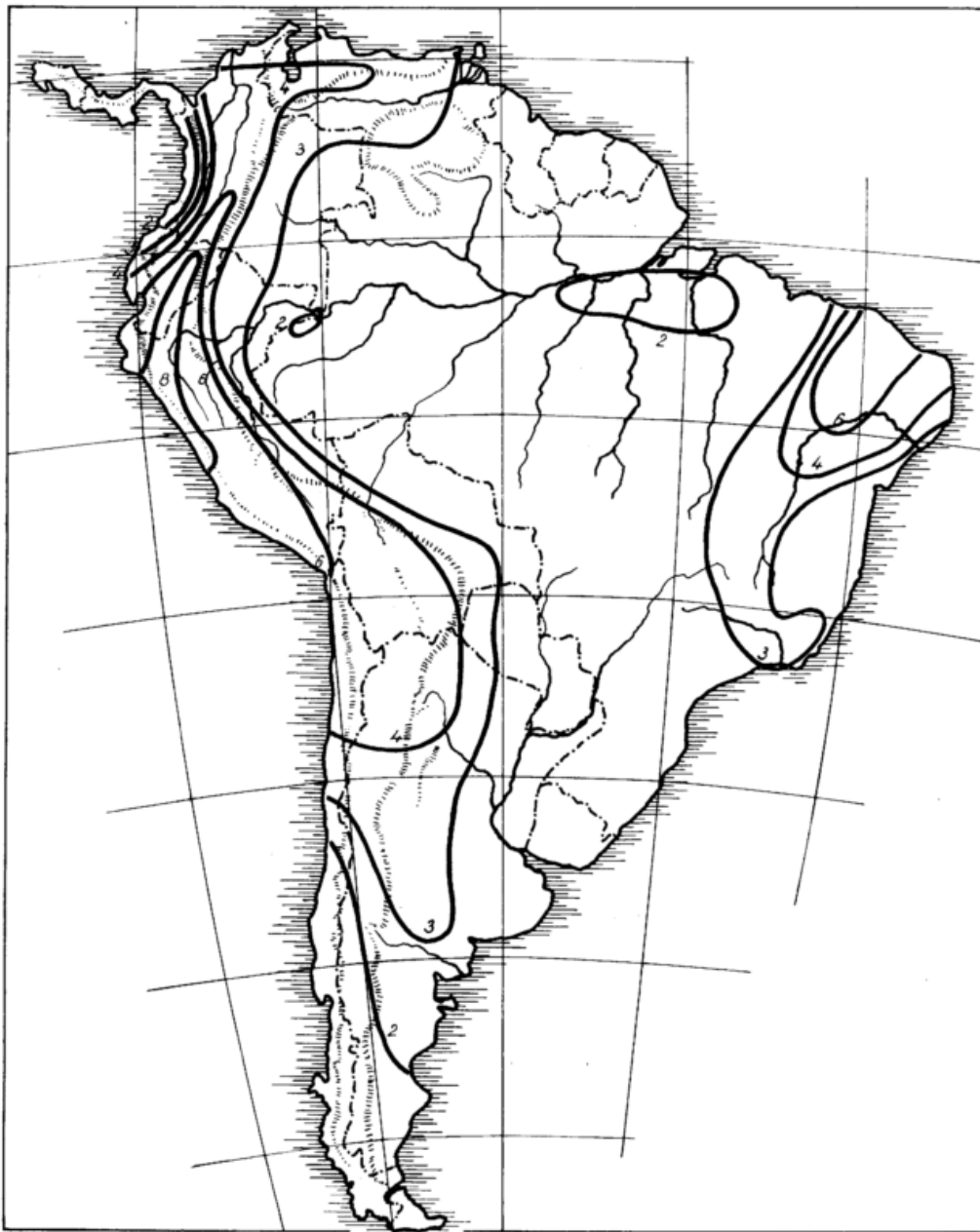


Abb. 9

Die Verteilung des Wärmeumsatzes  $L$  zwischen Boden und Luft in  $\text{kcal/cm}^2 \text{ Mon}$  in Südamerika im August

of Temperature, Relative Humidity and Precipitation“ Part IV, Africa (23). Mit Hilfe dieses Werks konnten für die hier in Frage kommenden sechs Monate (Februar, April, Juni, August, Oktober und Dezember) monatliche Übersichtskarten der Lufttemperatur, der relativen Luftfeuchtigkeit, des Dampfdrucks und des Niederschlags abgeleitet und gezeichnet werden.

Leider gibt dieses Werk keine Daten der Bewölkung. Für diese Größe, die für die Bestimmung der Globalstrahlung und der Strahlungsbilanz wichtig ist, mußten die für einige Einzelgebiete Afrikas vorliegenden Einzelveröffentlichungen (24—28) herangezogen werden. Bezüglich der Bewölkung über den übrigen Gebieten Afrikas blieb nichts anderes übrig als auf die Bewölkungsdaten zurückzugreifen, die im „Grundriß der Klimakunde“ von W. Köppen (29) vor 30 Jahren angegeben wurden. Leider gibt diese Zusammenstellung nur die Bewölkungsmengen im Monat der größten und der geringsten Bewölkung wieder. Daher mußte für jede Station der Kurvenzug des Jahresganges einzeln gezeichnet werden. Natürlich wurden die Angaben dieses Werkes, soweit es möglich war, durch die Daten in den mitgeteilten anderen Veröffentlichungen kontrolliert.

### 3.2. Die Karten der Globalstrahlung (I+D)

Glücklicherweise liegt für den Süden des Kontinents Afrika bereits ein ausgezeichnetes Netz zur Messung der Globalstrahlung (I+D) vor, auf das hier zurückgegriffen werden kann. Seine Messungen werden im

Quarterly Radiation Bulletin des Weather Bureau der Union of South Africa (30) veröffentlicht. Die Liste der Stationen, die auf diese Weise erfaßt wird, ist in der Tabelle 1 zusammengestellt.

Tab. 1  
Die Stationen des südafrikanischen und kongolesischen Strahlungsnetzes

Nr.	Station	Breite	Länge	Höhe über d. Meer in m
1	Alexander Bay	28°34'S	16°32'E	21
2	Bloemfontain	29°07'S	16°11'E	1422
3	Cape Town	33°54'S	18°32'E	17
4	Durban	29°50'S	31°02'E	5
5	Kimberley	28°48'S	24°46'E	1197
6	Mann	19°59'S	23°25'E	945
7	Pietersburg	23°52'S	29°27'E	1270
8	Pretoria	25°45'S	28°14'E	1369
9	Windhoek	22°34'S	17°06'E	1724
10	Bulawago	20°09'S	28°37'E	1343
11	Elizabethville	11°38'S	27°25'E	1245
12	Leopoldville	4°22'S	15°15'E	450
13	Stanleyville	0°31'N	25°11'E	440
14	Yangambi	0°49'N	24°35'E	485
15	Brazzaville	4°15'S	15°14'E	320

Außer den Daten dieser Stationen liegen für Afrika in noch wesentlich größerem Umfange als für Südamerika auch Daten der Globalstrahlung aus dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/1958 vor, die von Ashbel (13) veröffentlicht wurden. Einen wich-

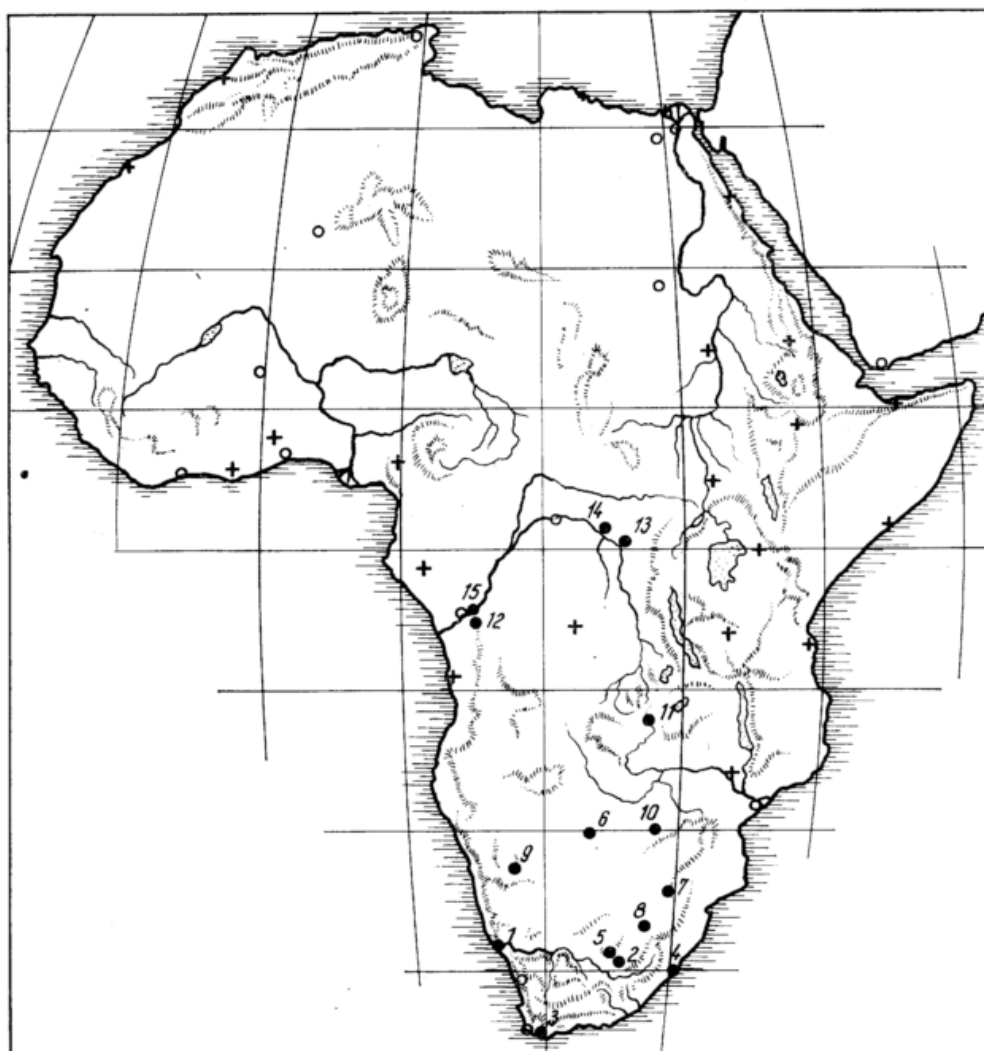


Abb. 10  
Die Verteilung der Strahlungsstationen in Afrika

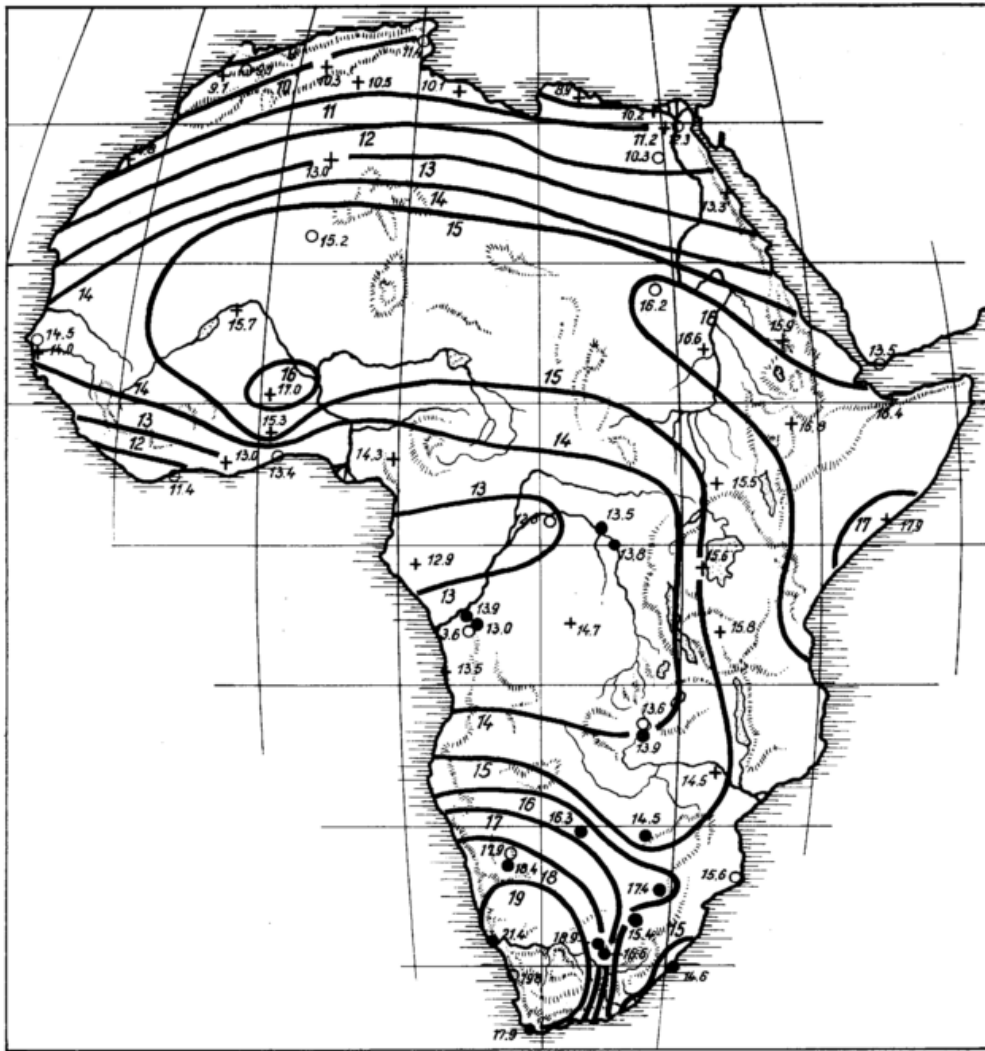


Abb. 11  
Die Verteilung der Globalstrahlung (I+D) in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Afrika im Februar

tigen Beitrag zu den Beobachtungen der Globalstrahlung aus dem Norden des Kontinents lieferte ferner W. Haude durch die Veröffentlichung der Monatsmittel der Globalstrahlungsmessungen, die er 1957 in der Nähe von Cairo durchführen ließ (31). In Abbildung 10 ist die Verteilung der verschiedenen Stationen über Afrika dargestellt. In ihr bezeichnen Sterne die Stationen des südafrikanischen und kongolischen Netzes, sowie die Station bei Cairo von Haude und Kreise die Stationen des Netzes der IGY. Außerdem sind in die Karten die Stationen aufgenommen, für die die Globalstrahlung nach den Anweisungen in (12) aus geographischer Breite, Stationshöhe, Wasserdampfgehalt der Atmosphäre und Bewölkung berechnet wurde. Sie sind durch Kreuze bezeichnet.

In den Abbildungen 11 und 12 sind die Monatskarten der Globalstrahlung für die Monate Februar und August wiedergegeben. An die Stationsorte sind die Meßwerte unter Symbolisierung ihrer Herkunft angeschrieben. Für einige Stationen wurden aus mehreren Quellen Strahlungsdaten bestimmt. Sie sind an die betreffenden Stationen unter Angabe der Quelle angefügt. Die dabei gelegentlich zu beobachtenden Unterschiede dürften, wenigstens zum Teil, auf die Verschiedenheit der Jahre zurückzuführen sein, in denen die Beobachtungen stattfanden.

Die Isolinien der Globalstrahlung wurden unter Beachtung und Wertung aller erreichbaren Daten zu zie-

hen versucht. Im allgemeinen darf man annehmen, daß dabei eine Genauigkeit von  $\pm 5\%$  erreicht wurde.

Die August-Werte der südafrikanischen Stationen Windhoek und Pietersburg und die Werte der Station Alexander Bay sind nach dem südafrikanischen Strahlungsnetz um 8 bis 10% höher als die nach der Formel des Verfassers anzunehmende Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel bei 10 Torr Wasserdampfdruck am Boden. Der von mir angenommene Höchstwert der Globalstrahlung ist durch die umfangreichen Beobachtungen Haudes (32) in der Gobi vielfach belegt, so daß seine Überschreitung kaum zu erwarten ist (7). Solche hohen Strahlungswerte können, wenn man die Möglichkeit einer unvollkommenen Eichung ausschließt, sowohl durch eine besonders große Albedo des Untergrundes als auch durch eine besondere Art der Wasserdampfverteilung in der Atmosphäre über der betreffenden Station erklärt werden. Für die Station Alexander Bay dürften beide Vergrößerungsmöglichkeiten zusammentreffen. Der Wüstenboden könnte hier ein größeres Reflexionsvermögen besitzen und außerdem muß angenommen werden, daß die wasserdampfhaltige, vom Meere her kommende Luft nur bis zu einer geringen Höhe reicht, während darüber die extrem trockene Luft des südafrikanischen Wüstengebietes liegt und nur eine geringe Absorption der Globalstrahlung zustande bringt. Eine etwas südlich von Alexander Bay liegende Station des IGY zeigt übrigens solche Überhöhungen nicht.

Für die weiteren Untersuchungen ist auch ein Vergleich der Werte der Globalstrahlung (I+D) von Südamerika und Afrika auf gleicher Breite interessant. Hierbei weisen die Tropenstationen in Südamerika wesentlich größere Strahlungswerte auf als die Tropenstationen Afrikas. Z. B. erhält man für zwei charakteristische Äquatorstationen in Südamerika und Afrika die Jahresreihen der Tabelle 2.

Tab. 2

I+D	Südamerika 0° 60° W	Afrika Stanleyville 0.5° N 25.2° E
II	15.4	13.8 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
IV	16.0	13.8
VI	14.8	11.7
VIII	15.2	11.0
X	16.6	14.6
XII	14.9	10.7
Jahresmittel	15.5	12.4

Das gleiche Bild zeigen die Karten von Ashbel. Dort ist leider eine südamerikanische Äquatorstation nicht vorhanden. Es mußte deswegen die äquatornächste Station in 7° SB genommen und mit Stanleyville verglichen werden. Das Ergebnis gibt Tabelle 3 wieder:

Tab. 3

I+D	Südamerika 7° S 65° W	Afrika 0.5° N 25.2° E
I	426	400 cal/cm <sup>2</sup> Tag
II	470	422
III	—	—
IV	474	441
V	451	435
VI	411	363
VII	453	393
VIII	463	349
IX	540	424
X	485	451
XI	488	435
XII	462	442
Jahresmittel	468	387

Der Unterschied ist bei der ersten Reihe in Tabelle 2/3.1 kcal/cm<sup>2</sup> Mon im Jahresmittel. In der zweiten Reihe ist er 2.64 kcal/cm<sup>2</sup> Mon.

Die Ursache für diese Differenz zwischen Südamerika und Afrika in den Tropen dürfte vielleicht in einer

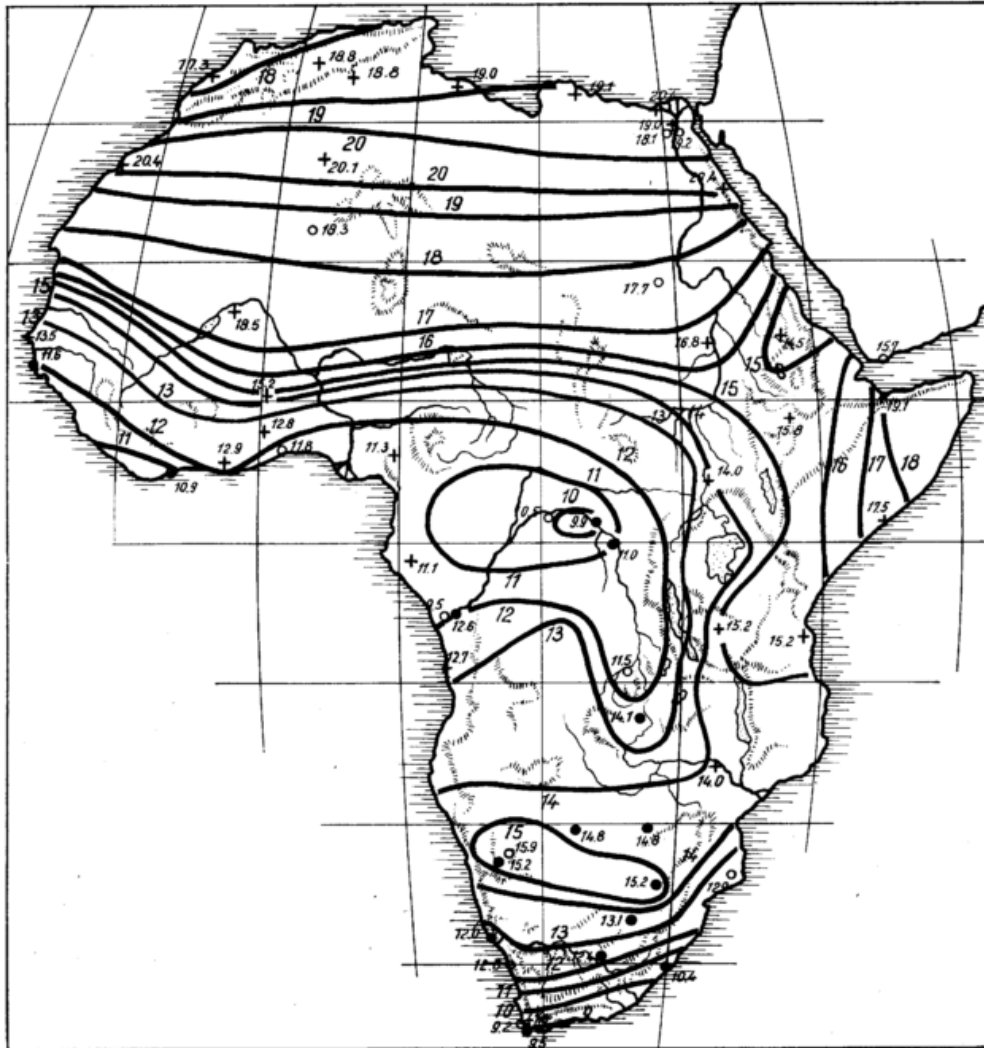


Abb. 12  
Die Verteilung der Globalstrahlung (I+D) in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Afrika im August

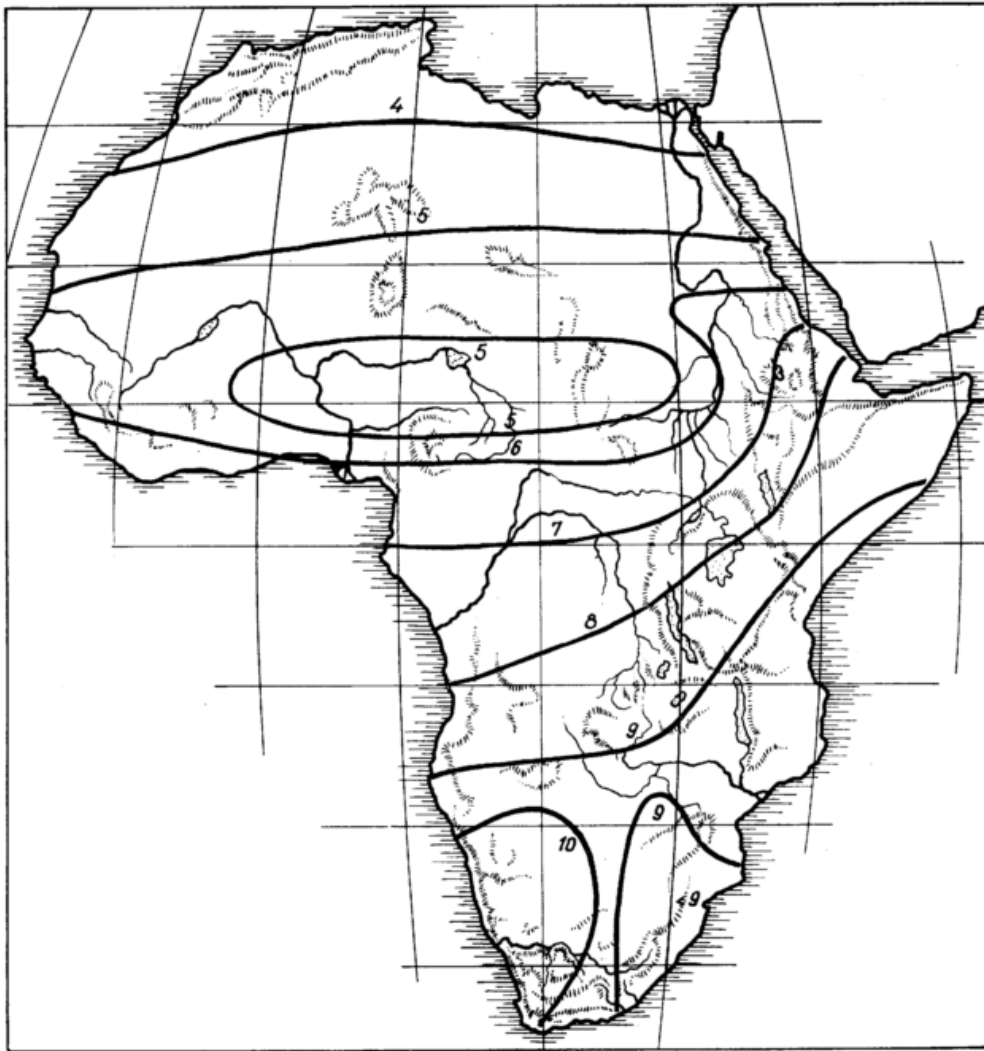


Abb. 13  
Die Verteilung der Strahlungsbilanz S in kcal/cm<sup>2</sup> Mon  
in Afrika im Februar

dichteren Bewölkung über dem letzteren Kontinent liegen, da auch Schüepp (33) von der Verminderung der Strahlung durch Grasbrände berichtet. Weitere Untersuchungen sind aber hier erforderlich.

Im ganzen genommen zeigen die Karten für (I+D) gerade in dem Äquatorialgebiet um den Kongo während des ganzen Jahres eine deutliche Depression, während die Globalstrahlung nördlich und südlich davon über den Wüstengebieten zu erheblichen Werten ansteigt. Die tiefsten Werte erreicht die Depression am Äquator im Juni und August sowie im Dezember. In diesen Monaten werden in weiten Gebieten Globalstrahlungswerte unter 11 kcal/cm<sup>2</sup> Mon festgestellt. Nördlich und südlich davon steigen die Zahlen der Globalstrahlung auf der jeweiligen Sommerhalbkugel stark an. Sie erreichen in den Extrem-Monaten im Juni über der Sahara und im Dezember über der Kalahari 21 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Die Minimalwerte über diesen Gebieten liegen im Dezember im Norden und im Juni im Süden bei 7 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Das tropische Ostafrika zeigt während des ganzen Jahres höhere Werte der Globalstrahlung als das Kongobecken. Der jährliche Gang der Globalstrahlung in Ostafrika wird, wie auch die Karten zeigen, durch die Regenzeiten bestimmt.

### 3.3. Die Karten der Strahlungsbilanz S

Die Karten der Strahlungsbilanz S seien schon an dieser Stelle besprochen, obgleich sie erst nach Bestimmung der Oberflächentemperatur ermittelt werden können. Sie sind in den Abbildungen 13 und 14 für Februar und August wiedergegeben. Deutlich erkennt man im Norden und Süden des Kontinents den breitenparallelen Verlauf zu allen Jahreszeiten. In der Äquatorgegend sind die höheren Werte von S im Osten des Kontinents bemerkenswert. Der jährliche Gang ist in der Äquatorgegend naturgemäß klein. Er erreicht dort eine Amplitude von etwa 1 kcal/cm<sup>2</sup> Mon bei einem Mittelwert der Größe von 7 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. An dem nördlichen und südlichen Ende des Kontinents ist die Jahresamplitude groß. Sie geht in der nördlichen Sahara und in der südlichen Kalahari von 11 kcal/cm<sup>2</sup> Mon im Sommer bis auf 1.5 kcal/cm<sup>2</sup> Mon im Winter zurück.

Leider gibt es in ganz Afrika nur eine Station, in der die Strahlungsbilanz unmittelbar gemessen wurde. Es ist dies die Station bei Kairo von H a u d e (31). Einen Vergleich der von H a u d e ermittelten Werte der Strahlungsbilanz mit den auf den Karten von S dargestellten Werten von S gibt die Tabelle 4.

Tab. 4  
Strahlungsbilanz bei Kairo  
nach Messungen von Haude und in der Darstellung  
der Abbildungen 13 und 14.

Monat	Haude	Karten
II	3.4	3.9 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
IV	7.2	8.4
VI	9.9	10.7
VIII	9.0	9.8
X	4.6	5.6
XII	1.9	2.3

Stellt man diese Tabelle in einer Kurve dar, so ergibt sich ein sehr genauer linearer Zusammenhang zwischen den Haude'schen Zahlen und den Strahlungsbilanzen am Ort von Kairo auf diesen Karten. Die Werte der Karten liegen nur etwa 15% über denen von Haude. Der Unterschied zwischen beiden Zahlenreihen ist dadurch zu erklären, daß die mittleren Bo-

dentemperaturen  $\vartheta_B$  in dieser Arbeit, die nach der Gleichung

$$\vartheta_B = \vartheta_L + 0.6 (\vartheta'_B - \vartheta_L)$$

bestimmt wurden, um etwas über 2°C niedriger ausfielen, als sie von Haude tatsächlich beobachtet wurden.

3.4. Die Karte des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Niederschläge  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N}$

Die Karte des Verhältnisses  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N}$  ist in Abbildung 15 gebracht. Die Grenzlinie zwischen den Trockengebieten und den Gebieten mit mittlerer oder großer Feuchtigkeit, also die Linie  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N} = 2$  ist durch stärkere Zeichnung hervorgehoben.

Man erkennt, daß eine Gliederung des Kontinents Afrika in Trockengebiete und feuchte Gebiete wesentlich einheitlicher ausfällt als bei dem Kontinent Süd-

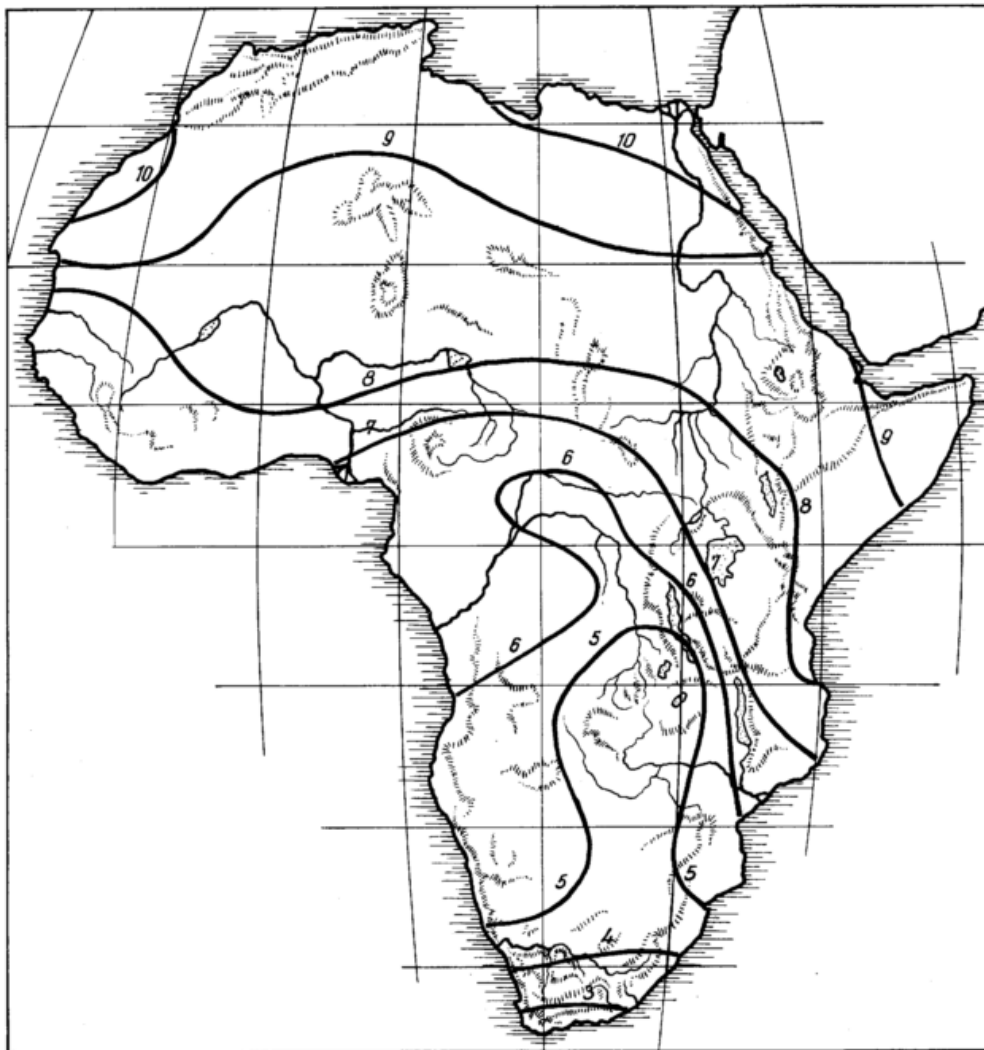


Abb. 14  
Die Verteilung der Strahlungsbilanz S in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Afrika im August

amerika. In Afrika liegt nämlich über der Mitte des Kontinents ein geschlossenes, großes Niederschlagsüberschußgebiet, das umrahmt wird von den Wüsten der Sahara im Norden, der Wüste im Osten des Kontinents und der Kalahari im Süden.

### 3.5. Die Karten der meteorologischen Elemente

In dem englischen Tabellenwerk über Afrika (23) sind für 750 Stationen Lufttemperatur, Relative Luftfeuchtigkeit und Niederschlag gegeben. Um einen Überblick über die Verteilung dieser Größen über den Kontinent zu erhalten, wurden sie für die sechs hier behandelten Monate in Karten dargestellt. Aus Platzgründen sind diese hier nicht wiedergegeben. Zur Zeichnung dieser Karten wurden ungefähr 300 Stationen herangezogen, die den Kontinent ziemlich gleichabständig bedeckten.

Hierbei wurden die monatlichen Temperaturmittel aus den Mittelwerten zwischen den Monatsmitteln der

täglichen Temperaturmaxima und -Minima gebildet. Die Relative Feuchtigkeit wurde aus dem Mittel der Monatsmittel der Morgen (meist 6-Uhr)-Beobachtung und der Mittagsbeobachtung abgeleitet. Aus dieser Relativen Feuchtigkeit und den, wie eben geschildert, bestimmten mittleren Lufttemperaturen wurden die Dampfdruckwerte in Torr abgeleitet. Die Monatssummen der Niederschläge konnten ungeändert übernommen werden. Die in den Tabellen in Fahrenheitgraden und inches gegebenen Daten wurden auf den Karten in Grad Celsius und mm umgerechnet.

Um die Größe der virtuellen Bodentemperatur  $\vartheta'_B$  in ihrer Verteilung über den Kontinent zu erhalten, wurden aus der großen Zahl der Stationen 43 ausgewählt und für jede einzelne zunächst der Wert von  $\vartheta'_L$  bestimmt. Die Verteilung dieser Stationen über den Kontinent ist aus Tabelle 5 zu entnehmen. Man sieht auch hier, daß eine möglichst gleichmäßige Verteilung angestrebt wurde.

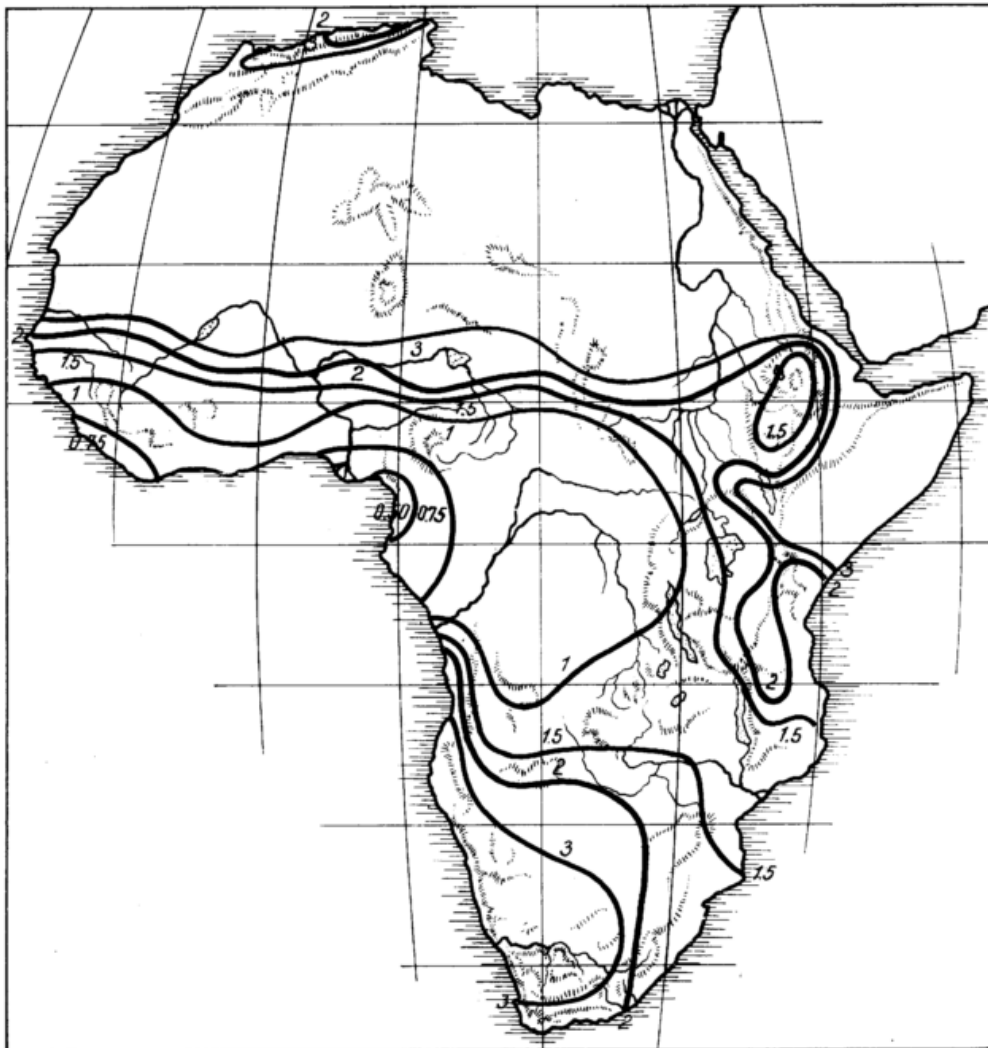


Abb. 15  
Die Verteilung des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Niederschläge  $\frac{\sum(L + V)}{\sum N}$  in Afrika

Tab. 5  
Liste der für ausführliche Berechnungen benutzten Stationen

Nr.	Station	Länge	Breite	Höhe in m	Nr.	Station	Länge	Breite	Höhe in m
28	Daressalam	6.8°S	39.3°E		214	Garissa	0.5°S	39.6°E	200
36	Tabora	5.0°S	32.9°E	1250	219	Monrovia	6.3°N	10.8°W	
42	Addis Abbeba	9.0°S	38.2°E	2450	220	Sirte	31.2°N	16.6°E	
59	Kairo	30.1°N	31.3°E		224	Cufra	24.2°N	23.3°E	350
62	Khartum	15.6°N	32.6°E	400	227	Fez	34.0°N	5.0°W	350
66	Loanda	8.8°S	13.2°E		229	Erego	16.0°S	37.2°E	500
70	Windhoek	22.6°S	17.1°E	1700	233	Quissico	24.7°S	34.7°E	
91	Kapstadt	33.9°S	18.5°E		242	Kasama	10.2°S	31.2°E	1500
123	Ouallene	24.7°N	1.2°E	350	250	Mogadiscio	2.0°N	45.2°E	
130	Nova Lisboa	12.7°S	15.7°E	1700	257	Sinare	29.5°N	10.2°W	500
136	Tsabong	26.0°S	22.5°E	950	259	Donganal	21.1°N	37.1°E	
146	Engavo	10.7°N	47.4°E	1700	260	El Fasher	13.6°N	25.3°E	800
164	Batouri	4.4°N	14.4°E	650	263	Juba	4.8°N	31.6°E	500
166	Kribi	2.9°N	9.9°E		272	Sousse	35.8°N	10.7°E	
168	Marona	10.6°N	14.3°E	450	280	Barkly East	31.0°S	27.6°E	1750
184	Natitingon	10.3°N	1.4°E	450	288	Cap Carlo	36.7°N	5.1°E	200
185	Pobé	6.9°N	2.7°E		290	Stanleyville	0.4°N	25.2°E	400
187	Mali	12.1°N	12.3°E	1450	294	Pretoria	25.7°S	28.2°E	1500
197	Timbuktu	16.8°N	3.0°W	250	296	Brazzaville	4.3°S	15.3°E	600
204	Nonakehott	18.1°N	15.6°W						
206	Bilma	18.7°N	12.9°E	350					
212	Navcongo	10.9°N	1.1°W	100					
213	Equator	0.0	35.5°E	3000					

Als Beispiele der Bearbeitung dieser Stationen seien je eine Station in der Sahara und im Kongobecken ausführlich wiedergegeben. Sie sind in Tabelle 6 zusammengestellt.

Tab. 6

Monat	II	IV	VI	VIII	X	XII
Station 206 Bilma 18.7° N, 12.9° E, Höhe 350 m, f (v) = 2.0						
S'	6.4	9.9	10.2	10.0	8.2	5.0 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
B + N <sub>Q</sub>	-0.3	-0.2	0.2	0.4	0.7	-0.2 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
R. F.	27	15	22	42	25	31 ‰
β	0.22	0.10	0.16	0.46	0.20	0.25
∂ <sub>L</sub>	20.5	27.5	33.4	31.2	27.5	17.5 °C
e <sub>L</sub>	4.9	5.0	9.1	13.0	8.0	5.0 Torr
X	18.4	23.8	30.8	33.8	25.8	16.2
∂' <sub>B</sub>	24.0	27.8	42.0	39.0	35.0	22.3 °C
∂' <sub>B</sub> - ∂ <sub>L</sub>	3.5	10.3	8.6	7.8	7.5	4.8 °C
E' <sub>B</sub> β - e <sub>L</sub>	0.0	2.0	0.6	2.0	0.4	0.0 Torr
$\frac{L}{V} = \frac{L'}{V'} = \frac{1}{2} \frac{\partial'_B - \partial_L}{E'_B \beta - e_L}$	∞	2.6	7.0	3.9	8.0	∞
0.6 · 4σ · 0.95 ∂ <sub>L</sub> <sup>3</sup> (∂' <sub>B</sub> - ∂ <sub>L</sub> ) + B + N <sub>Q</sub>	0.4	2.2	2.3	2.0	1.9	0.8 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
L + V	5.4	7.8	8.2	8.2	6.2	4.0 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
N	0.0	0.2	0.0	0.7	0.0	0.0 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
V	0.0	0.2	0.0	0.7	0.0	0.0 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
Station 290 Stanleyville 0.4° N, 12.9° E, Höhe 460 m, f (o) = 0.8						
S'	8.0	8.3	6.9	6.1	9.1	6.3 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
B + N <sub>Q</sub>	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
R. F.	80	83	84	86	83	77 ‰
β	0.90	0.93	0.94	0.95	0.93	0.87
∂ <sub>L</sub>	25	21	21	18	20	17 °C
e <sub>L</sub>	21	21	21	18	20	17 Torr
X	43.2	44.0	42.2	37.4	41.3	36.9
∂' <sub>B</sub>	30.0	29.8	28.9	26.3	28.5	27.2 °C
∂' <sub>B</sub> - ∂ <sub>L</sub>	5.0	3.8	2.9	2.3	3.5	2.2 °C
E' <sub>B</sub> β - e <sub>L</sub>	8.0	8.6	6.7	6.6	7.0	6.2 Torr
$\frac{L}{V} = \frac{L'}{V'} = \frac{1}{2} \frac{\partial'_B - \partial_L}{E'_B \beta - e_L}$	0.31	0.22	0.22	0.17	0.25	0.18
0.6 · 4σ · 0.95 ∂ <sub>L</sub> <sup>3</sup> (∂' <sub>B</sub> - ∂ <sub>L</sub> ) + B + N <sub>Q</sub>	1.3	1.2	1.0	0.8	1.2	0.9 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
L + V	6.9	6.9	5.9	5.9	7.5	5.4 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
N	5.0	9.3	6.8	9.8	12.9	5.0 kcal/cm <sup>2</sup> Mon
V	5.3	5.7	4.8	5.0	6.0	4.6 kcal/cm <sup>2</sup> Mon

Die Erklärung der einzelnen Zeichen der Tabelle 6 ist in dem Abschnitt 1.8. gegeben, auf den hier verwiesen werden kann. Sowohl die Größen  $(\vartheta'_B - \vartheta_L)$  als auch  $\frac{L}{V}$  wurden kartenmäßig dargestellt. Bei der weiteren Bearbeitung wurde dann, gemäß der Darstellung in der Verdunstungsarbeit, der Ausdruck

$$\Delta S = 0.6 \cdot 4\sigma \cdot 0.95 \vartheta_L^3 (\vartheta'_B - \vartheta_L)$$

gebildet und von diesem Reduktionsglied, mit dem die Karten der virtuellen Strahlungsbilanz  $S'$  beschriftet werden müssen, um die Werte von

$S$

zu erhalten, selbst die Karten gezeichnet.

Das Reduktionsglied geht im Norden und Süden des Kontinents im Winter bis wenig unter den Nullwert herab, während es im Sommer den Wert von 2.0 kcal/cm<sup>2</sup> Mon etwas überschreitet. Am Äquator liegt sein Wert das ganze Jahr über etwas über 1.0 kcal/cm<sup>2</sup> Mon.

Die Größe von  $L/V$  findet man für das tropische Regengebiet Afrikas, ebenso wie für das Amazonasgebiet, bei etwa 0.25. Bezüglich der Wüstengebiete muß festgestellt werden, daß der Wert von  $L/V$  zwar wesentlich größer ist als in dem Regengebiet, aber doch oft die Einheit nicht viel überschreitet. Auch hier muß ange-

nommen werden, wie in Südamerika besonders für Patagonien, daß der Zusammenhang des Wasserbedeckungsfaktors  $\beta$  mit der Relativen Luftfeuchtigkeit durch die Funktion der Abbildung 9 in (12) nicht hinreichend genau wiedergegeben wird. Es sei aber hier darauf hingewiesen, daß wenigstens im Innern der Sahara in den Wintermonaten der dort zu erwartende Wert  $L/V = \infty$  erreicht wird. Dies zeigt das Beispiel der Station Bilma, das in der Tabelle 6 gebracht wurde.

Bildet man, wie im vorigen Abschnitt angegeben, durch Abzug des dort erwähnten Reduktionsglieds die Differenz gegen  $S$ , so erhält man die Größe

$$S - (B + N_Q) = L + V.$$

$L + V$  ist die gesamte Wärmemenge, die vom Boden in Form von fühlbarer Wärme und durch Verdunstung an die Luft verloren wird. Die kartenmäßigen Darstellungen dieser Größe sind wichtig, da sie die Grundlage zur Bestimmung sowohl von der natürlichen Verdunstung  $V$  als auch der an die Luft abgegebenen Wärme  $L$  bilden. Von der Veröffentlichung der Karten wurde Abstand genommen.

Betrachtet man die Verteilung dieser Größe über den Kontinent, so zeigt sie in den Sommermonaten einen Anstieg in den nördlichen oder südlichen Randgebieten bis auf 11 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. In den Wintermonaten sinkt

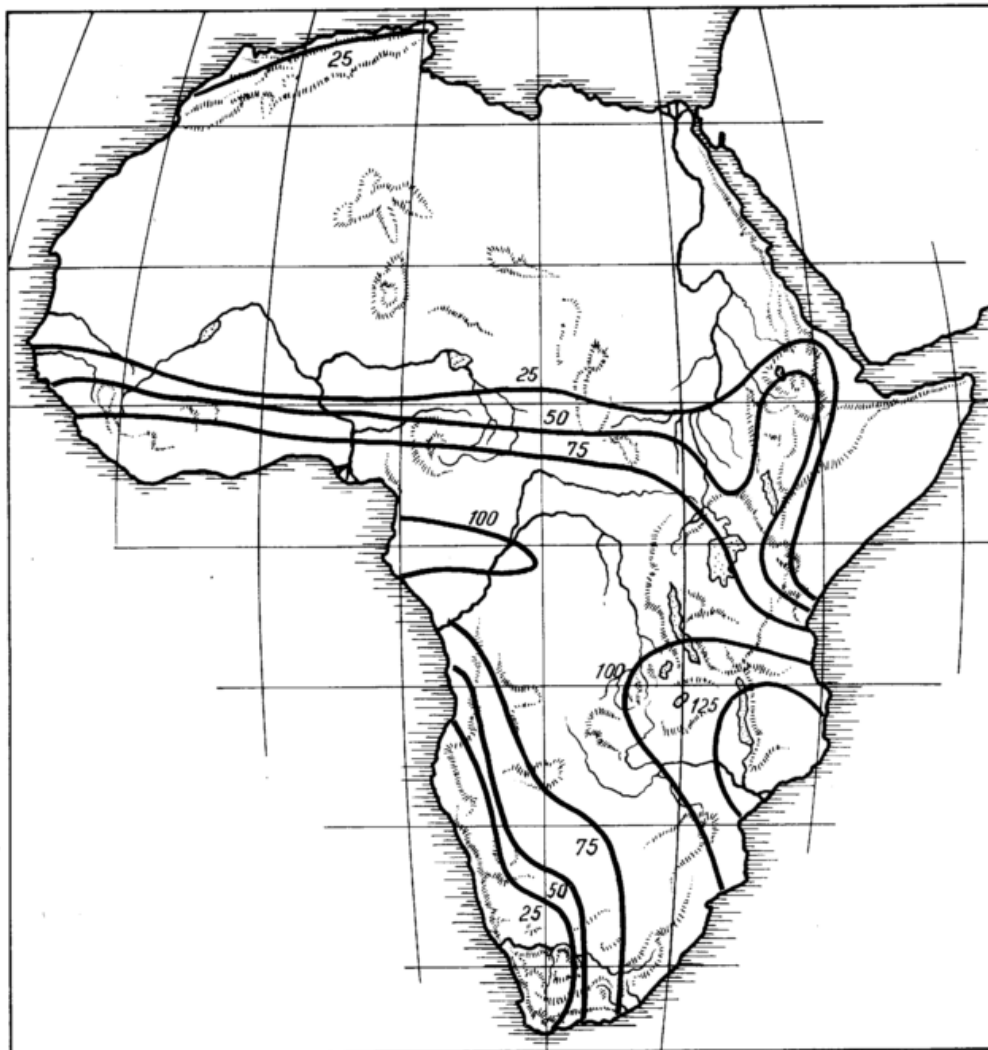


Abb. 16  
Die Verteilung der natürlichen Verdunstung  $V$  in mm/Mon  
in Afrika im Februar

die Größe im Norden bis auf weniger als 2 kcal/cm<sup>2</sup> Mon ab, während im Winter an der Südspitze des Kontinents nur weniger als 3 kcal/cm<sup>2</sup> Mon erreicht werden. Interessanterweise zeigt sich für L + V auch am Äquator ein jährlicher Gang mit einer jährlichen Doppelwelle um einen Mittelwert von 7.2 kcal/cm<sup>2</sup> Mon und Minimis im Juni-August und im Dezember von 5.5 kcal/cm<sup>2</sup> Mon.

### 3.6. Die Karten der natürlichen Verdunstung V

Aus den Karten für (L + V) und L/V wurde nach der Beziehung

$$V = \frac{L + V}{1 + \frac{L}{V}}$$

wieder die Bestimmung der natürlichen Verdunstung V durchgeführt. Sie wurde ebenfalls in den Aufstellungen der Tabelle 6 wiedergegeben. Wie eben ausgeführt, wurde die Verdunstung V auf diesem Wege nur für die Gebiete berechnet, in denen die Jahressumme der gesamten an die Luft abgegebenen Wärmemenge  $\Sigma(L + V)$  doppelt so groß ist oder kleiner als die Wärmemenge, die zur Verdunstung der gesamten in einem Jahre fallenden Niederschlagsmenge  $\Sigma N$  benötigt wird. Die natürliche Verdunstung wird also nur für die Gebiete berechnet, in denen die Beziehung gilt (Abb. 15)

$$\frac{\Sigma(L + V)}{\Sigma N} \leq 2$$

Für die Gegenden des Kontinents außerhalb dieser Gebiete wurde die Verdunstung gleich dem Niederschlag angenommen.

Die nach diesen Richtlinien gezeichneten Karten der natürlichen Verdunstung V für Februar und August sind in den Abbildungen 16 und 17 dargestellt. Sie geben die natürliche Verdunstung in mm/Mon, um sie mit den Niederschlagszahlen vergleichen zu können. Bei der Zeichnung der Verdunstungskarten wurde, wie schon bei Südamerika, festgestellt, daß die Übergangszone in dem Randgebiet um die Linie

$$\frac{\Sigma(L + V)}{\Sigma N} \leq 2$$

nur relativ schmal (also wenig über 100 km breit) ist.

Wie zu erwarten, folgt das Hauptverdunstungsgebiet den sich mit dem Sonnenstand verschiebenden Niederschlägen. Da in Afrika der Sperrriegel der Anden fehlt, der in Südamerika den jährlichen Gang der Klimagrößen verzerrt, sind die klimatischen Verhältnisse klarer zu überschauen. Im übrigen liegen in Afrika, wie in Südamerika, die größten Verdunstungen bei 125 mm/Mon. Die Gebiete mit solchen Verdunstungen umfassen aber in Afrika deutlich erheblich weniger große Flä-

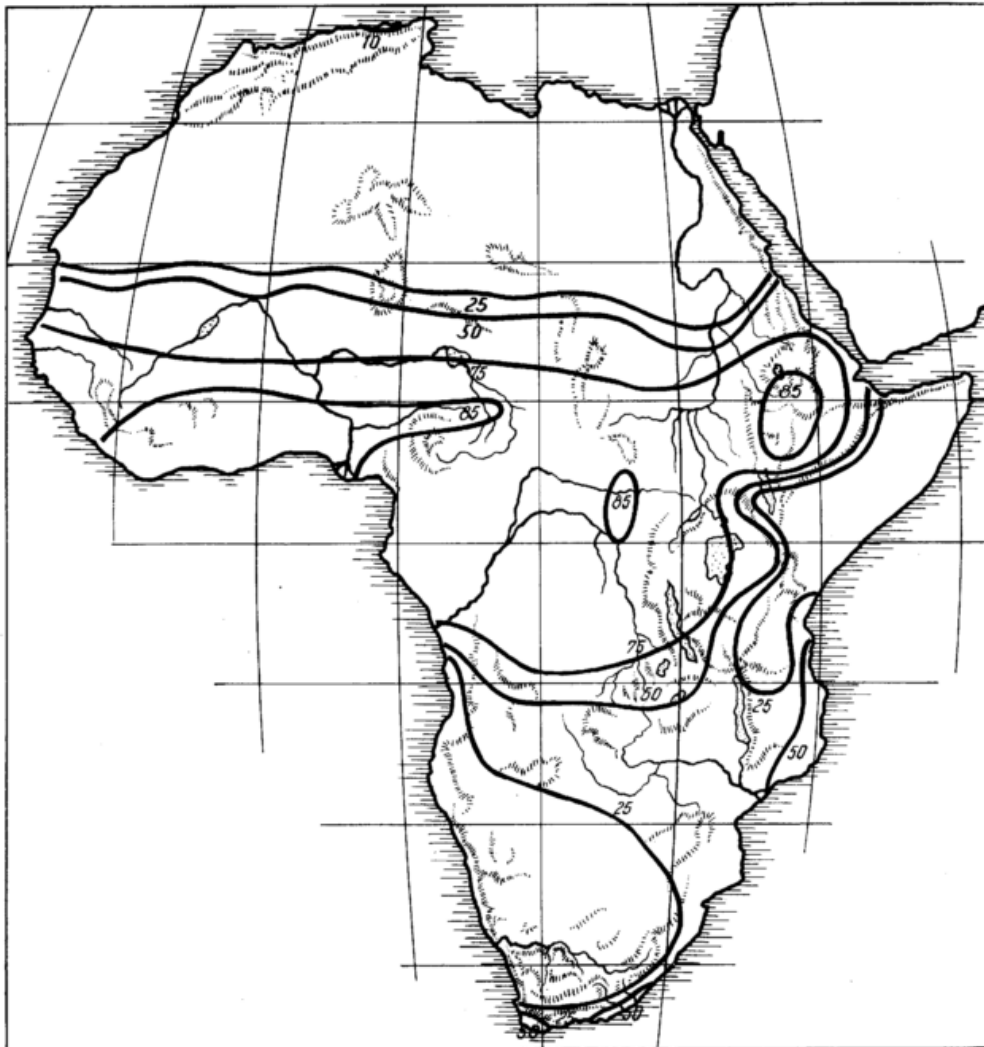


Abb. 17  
Die Verteilung der natürlichen Verdunstung V in mm/Mon  
in Afrika im August

chen als in Südamerika. Da sich der Kontinent Afrika kaum über 35° Breite nach Norden und Süden erstreckt, macht sich in Afrika, im Gegensatz zu Südamerika, in den Wintermonaten die Verringerung der Verdunstung durch die winterliche Verkleinerung der zugestrahlten Wärmemenge kaum bemerkbar.

### 3.7. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft

In den Abbildungen 18 und 19 sind die Karten für die Verteilung des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft für die Monate Februar und August gegeben. Die Wärmeumsätze in dem tropischen Niederschlagsgebiet am Äquator liegen hierbei während des ganzen Jahres um den Wert von 1 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. In den Trockengebieten Ostafrikas gibt es natürlich auch in Äquatornähe starke durch die Trocken- und Regenzeiten bedingte Schwankungen. Es werden dort in den Trockenzeiten Werte von 7 kcal/cm<sup>2</sup> Mon und mehr erreicht.

Stark ausgeprägt sind natürlich die jährlichen Gänge von L an den Nord- und Süden des Kontinents. Im Norden wird L dabei im Dezember in den Küstengebieten Marokkos und Algeriens sogar negativ. Im Kapland unterschreitet L im Juni wenigstens den Wert von 1 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Das jährliche Maximum wird in der Sahara im Juni und in Südwestafrika im Dezember mit 10 kcal/cm<sup>2</sup> Mon erreicht. Wie nicht anders zu erwarten

war, wird der jährliche Gang von L in Afrika ziemlich vollständig durch den Sonnenstand und die Niederschlagsverhältnisse bestimmt, während die orographischen Gegebenheiten nur eine untergeordnete Rolle spielen.

## 4. Die Karten des Wärmehaushaltes von Vorderasien

### 4.1. Literatur und Bemerkungen

Im Vergleich zu den in sich gut abgegrenzten Gebieten Südamerika und Afrika ist das hier behandelte Gebiet Vorderasien als ein Übergangsbereich zu bezeichnen. Es umfaßt im wesentlichen Kleinasien und Arabien, Persien, Transkaukasien, das südliche Turkestan, Afghanistan und das westliche Pakistan. Seine Erstreckung wurde von der Landenge von Suez im Westen bis zum Kaukasus im Norden angenommen. In Turkestan wurde der 45. Parallelkreis als nördliche Begrenzung und in Afghanistan und Pakistan etwa der 67. Längengrad als östliche Grenze benutzt.

In diesem Bereich liegen in Arabien, Persien und Turkestan große Wüstengebiete, während nur die Gebiete am östlichen Schwarzen Meer und östlichen Mittelmeer wirklich große Niederschlagsmengen aufweisen. Die in diesem Raum enthaltenen Gebirge sind vorwiegend ost-westlich gerichtet und stören aus diesem Grunde die zonale atmosphärische Zirkulation verhältnismäßig wenig.

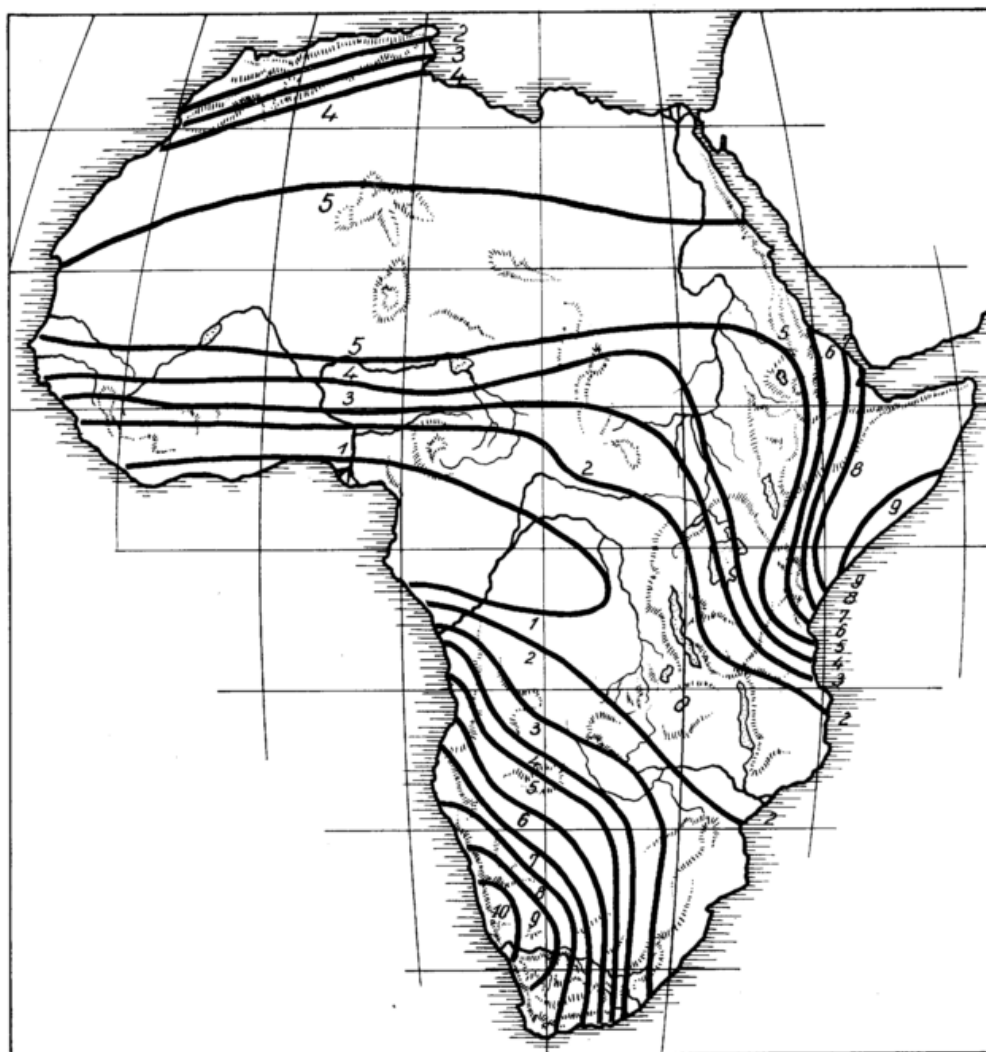


Abb. 18  
Die Verteilung des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft in kcal/cm<sup>2</sup> Mon in Afrika im Februar

Eine zusammenfassende Behandlung des Klimas dieses Gebietes fehlt schon aus dem Grunde, weil es, besonders seit 1918, in eine größere Anzahl von selbständigen Staaten aufgespalten ist, deren jeder eine eigene Beschreibung seines Klimas durchzuführen bestrebt ist. Eine ausgezeichnete Bearbeitung des Klimas liegt neuerdings für die Türkei vor (34). Auch vom Irak ist jetzt eine sehr detaillierte Klimabeschreibung erschienen (35). Für Syrien und Libanon mußte noch auf das während der französischen Besatzungszeit gesammelte Beobachtungsmaterial zurückgegriffen werden (36). Außerdem veröffentlichte die Universität Beirut amerikanische Beobachtungen (37). Das Gebiet von Israel und Jordanien war schon in den Climatological Normals for Egypt and the Sudan, Cyprus and Palestine (27) erfaßt worden und bedurfte nur einer geringen Ergänzung für die Jetztzeit. Leider ist die klimatologische Bearbeitung von Iran vorläufig noch nicht über die, allerdings sehr wichtige, Behandlung des Niederschlages hinaus gekommen (38). So mußten die für dieses Gebiet erforderlichen Werte der Temperatur, Feuchte und Bewölkung nur aus den englisch-indischen Veröffentlichungen für einige persische Stationen entnommen werden (39). Für die russischen Gebiete Transkaukasien und Turkestan standen die Werte des seit vielen Jahrzehnten ausgezeichneten russischen Netzes zur Verfügung, für das im vorliegenden Falle meist schon

die Zahlen von W. Köppen in seiner Klimakunde von Rußland aus dem Jahre 1939 (40) genügten. Für West-Pakistan konnte das, ebenso wie das russische, ausgezeichnete englisch-indische Klimanetz benutzt werden (41). Dieses enthält, wie bei Persien erwähnt, auch Angaben über einige Außenstellen in benachbarten Ländern. Auf diese Weise wurden einige Randgebiete der arabischen Halbinsel (Bahrein, Muskat, Aden) der Behandlung zugänglich.

Für Afghanistan standen einige polnische Beobachtungen von E. Stenz (42) zur Verfügung. Unerschlossen ist noch in weiten Gebieten die gesamte arabische Halbinsel. Hier konnten nur die Beobachtungen von Er Riad und Dschidda benutzt werden (43). Außerdem liegen noch Beobachtungen aus dem Yemen von Sanaa vor (44). Leider reichen sie zu einer vollständigen Behandlung des Wasserhaushaltes von Arabia felix nicht aus.

In einigen, sehr wenigen Fällen fehlten zu einer vollständigen Behandlung des Wärmehaushaltes nur noch die Daten der Bewölkung. Hier wurde versucht, unter Benutzung der Weltkarten von Ashbel für die Globalstrahlung (I+D) des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/58 (13) wenigstens Anhaltswerte der Bewölkung aus dem Verhältnis der berechenbaren Globalstrahlung bei klarem Himmel (I+D)<sub>0</sub> und der

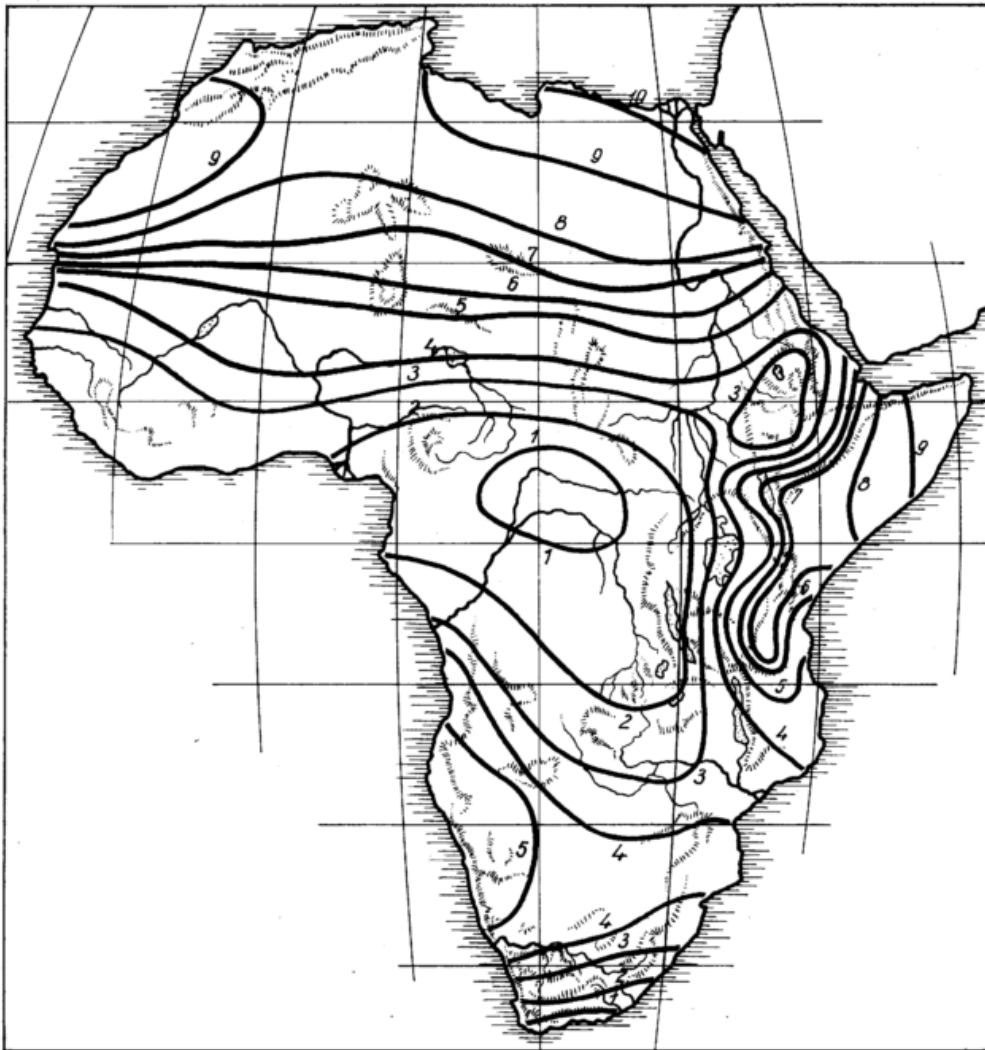


Abb. 19  
Die Verteilung des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft in kcal/cm<sup>2</sup>Mon in Afrika im August

Ashbelschen Globalstrahlung (I + D) zu bestimmen. In zwei Fällen (Kabul und Dschidda) mußte auch auf das im Grundriß der Klimakunde von W. Köppen (45) zusammengetragene Material zurückgegriffen werden.

Bei der Durchführung der Arbeit wurden für mehr als 100 Stationen für die in Betracht kommenden sechs Monate Februar, April, Juni, August, Oktober und Dezember die meteorologischen Daten der Monatsmittel

von Lufttemperatur, Dampfdruck, Relativer Feuchte, Niederschlag, Gesamtbewölkung und tiefer Bewölkung einheitlich zusammengestellt. Aus diesem Material wurden 41 Stationen ausgewählt, deren Verteilung aus der Abbildung 20 ersichtlich ist. Die an die Stationen geschriebenen Ziffern bezeichnen dabei die Stationsnummern des als Grundlage der Berechnungen dienenden klimatologischen Stationskataloges. In Tabelle 7 sind diese 41 Stationen zusammengestellt.

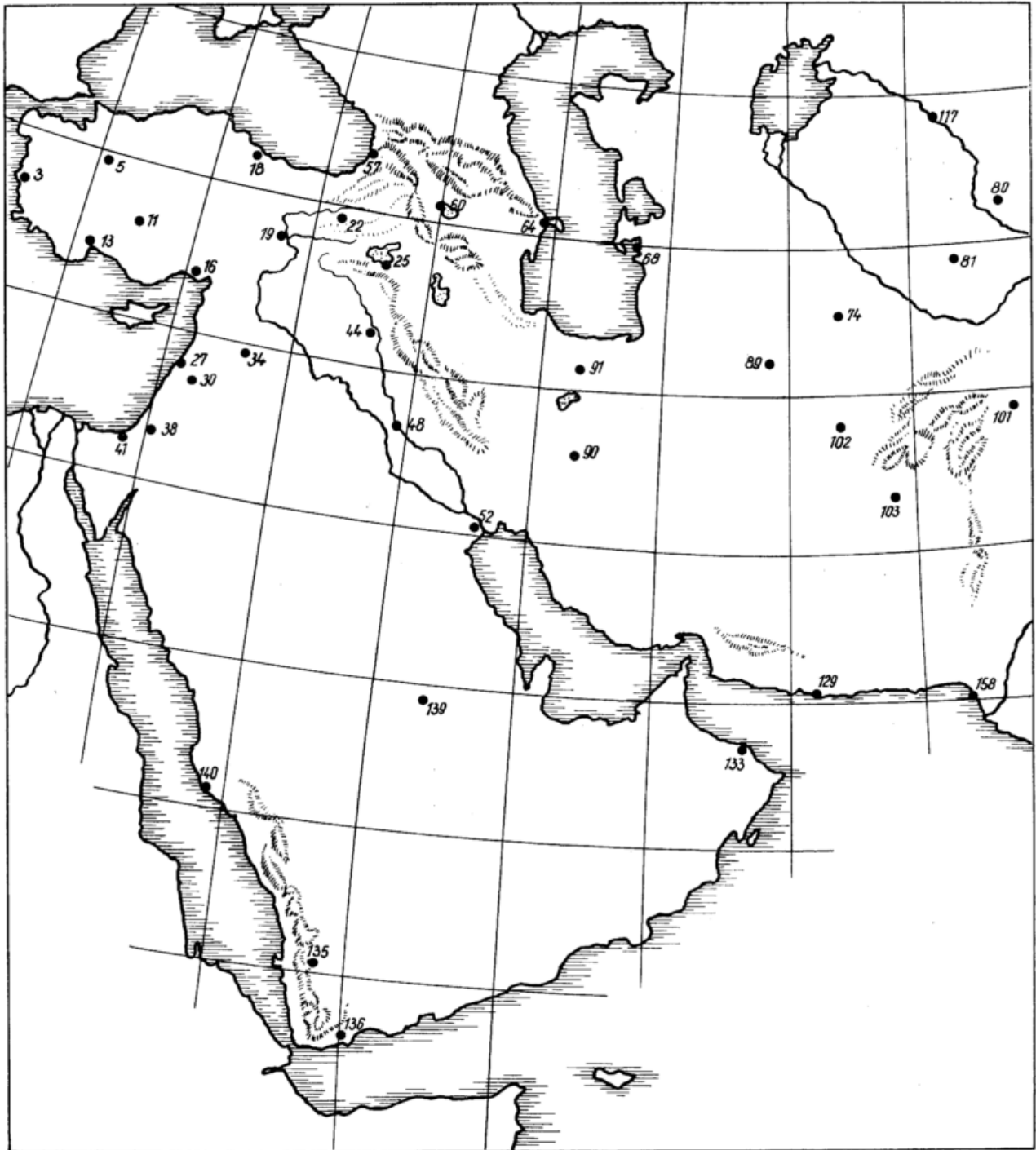


Abb. 20  
Die Verteilung der Stationen in Vorderasien

Tab. 7  
Zur Berechnung benützte Wärmehaushaltsstationen

Nr.	Station	Breite °N	Länge °E	Höhe in m	$\frac{\Sigma(N+V)}{\Sigma N}$
1	Göztepe	40°58	29°04		1.47
3	Ismir	38°28	27°15	10	1.44
5	Eskisekir	39°44	30°26	794	3.04
9	Ankara	39°58	32°52	877	2.54
11	Konya	37°53	32°30	1032	3.10
13	Antalya	36°53	30°46		1.04
16	Adana	36°58	35°17	14	1.18
18	Samsun	41°17	36°21	8	1.30
19	Malatya	38°28	38°29		2.06
22	Erzurum	39°55	41°16	1880	1.92
25	Van	38°28	43°21		2.00
28	Beyruth	33°54	35°28	34	1.34
30	Damas	33°12	36°02		1.28
34	Palmyra	34°30	37°40		2.82
38	Jerusalem	31°47	35°13	758	1.22
41	Gaza	31°30	34°17		5.20
44	Mosul	36°20	43°03	265	2.32
48	Baghdad	33°20	44°22	38	7.40
52	Basra	30°30	47°50	8	7.32
57	Batum	41°40	41°38	3	0.42
60	Tiflis	41°43	44°48	409	1.70
64	Baku	40°21	49°51	—13	5.64
68	Kraßnowodsk	40°00	52°59	—15	8.33
74	Bajram Ali	37°37	62°08	241	8.71
80	Taschkent	41°20	69°18	479	2.72
81	Samarkand	39°39	66°59	720	2.92
84	Ksyl Orda	44°51	65°27	115	8.00
89	Meshed	36°17	59°36	930	3.74
90	Isfahan	32°40	51°44	1746	8.42
91	Teheran	35°41	51°25	1220	1.72
101	Kabul	34°30	69°13	1799	2.53
102	Giristak	31°48	64°34	945	8.25
103	Herat	34°20	62°10	922	6.13
129	Charbor	25°17	60°37	8	14.84
133	Muscat	23°45	58°35	5	15.20
135	Sanaa	15°23	44°11	2350	4.31
136	Aden	12°50	45°01	6	14.58
139	Er Riad	24°39	46°42	573	12.64
140	Dschidda	21°28	39°10	6	19.81
158	Karachi	24°48	66°59	4	9.04

#### 4.2. Die Karten der Globalstrahlung (I+D)

Bei der Berechnung der Globalstrahlung (I+D) wurden als Wert der Funktion  $f\left(\frac{W_{\text{total}}}{W_{\text{tief}}}\right)$ , also des Verhältnisses der totalen Bewölkung zur tiefen Bewölkung, da nur im englisch-indischen Netz beide Bedeckungsformen getrennt veröffentlicht werden, Zahlenwerte eingesetzt, die nach dem Grade der anzunehmenden Zirkusbewölkung abgestuft wurden. Also in den Gebie-

ten gemäßigten Klimas  $f\left(\frac{W_{\text{total}}}{W_{\text{tief}}}\right) = 0.8$  bis in den Wüstengebieten  $f\left(\frac{W_{\text{total}}}{W_{\text{tief}}}\right) = 1.0$ .

In den Abbildungen 21 und 22 sind für Februar und August die Karten der auf diese Weise berechneten Globalstrahlung (I+D) in kcal/cm<sup>2</sup> Mon wiedergegeben. Leider fehlen Veröffentlichungen von unmittelbaren Strahlungsmessungen. Ein Vergleich ist nur mit den Weltkarten von Ashbel (13) möglich. Die von ihm

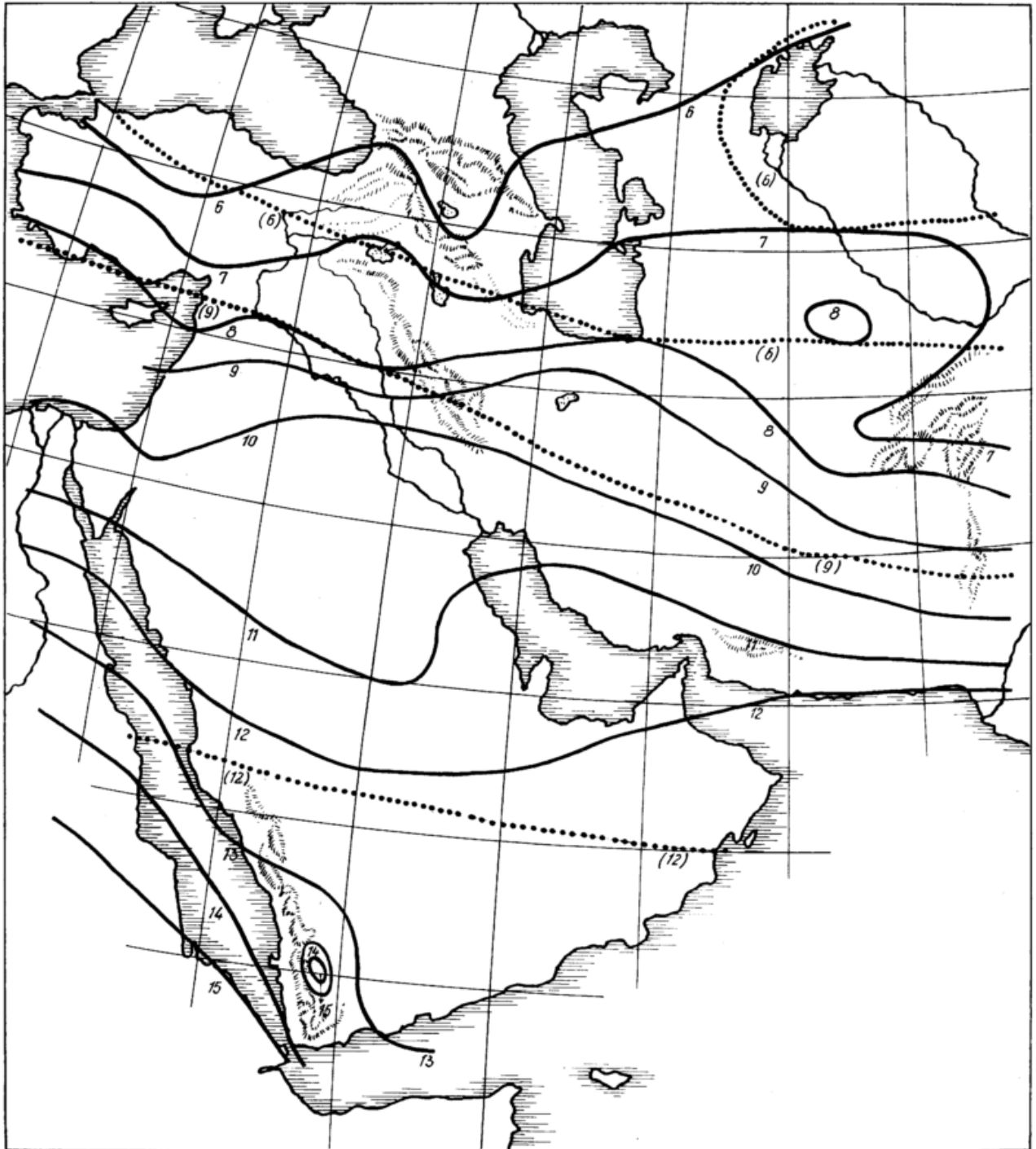


Abb. 21  
Die Verteilung der Globalstrahlung (I+D) in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Vorderasien im Februar

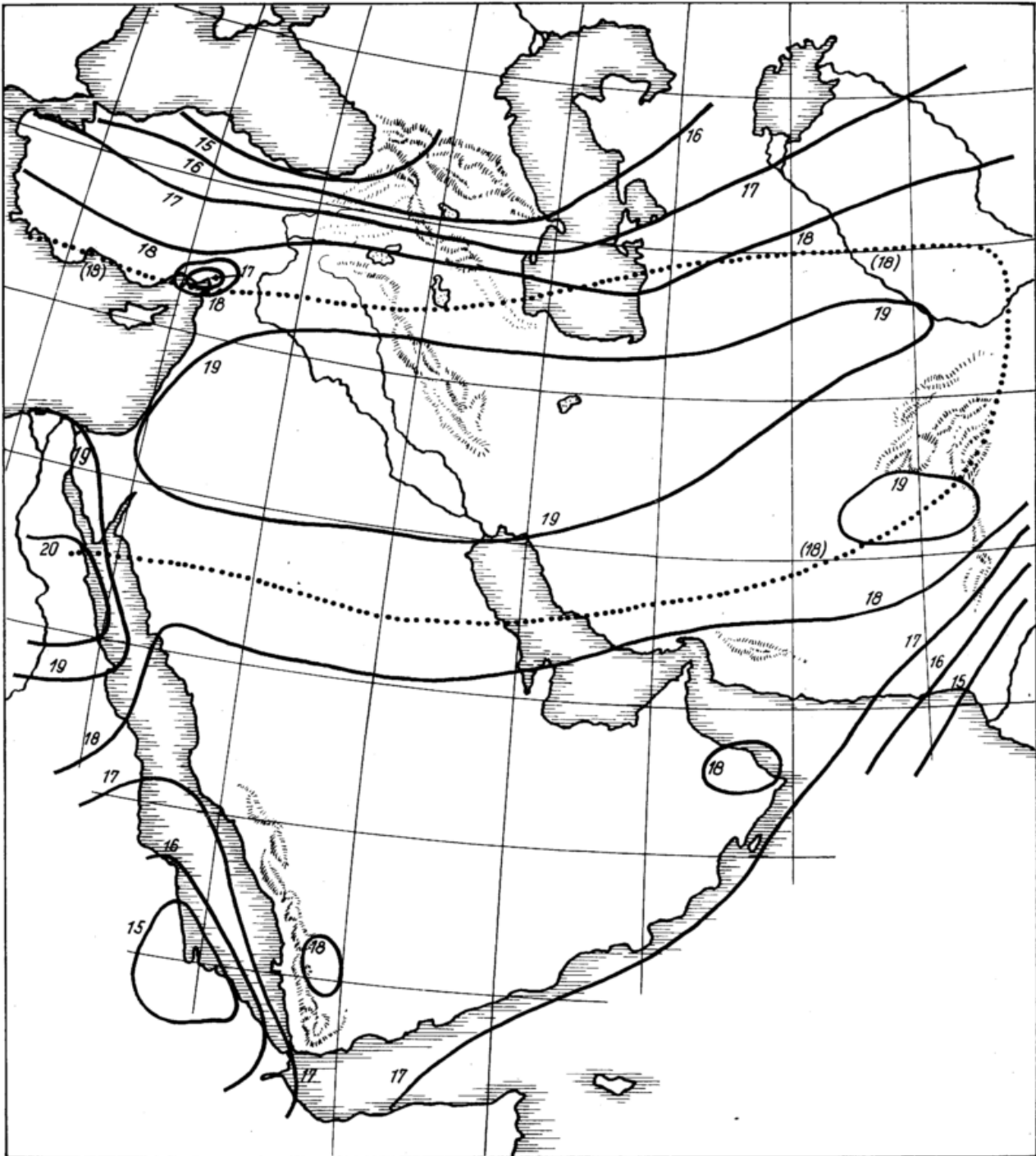


Abb. 22  
Die Verteilung der Globalstrahlung (I+D) in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Vorderasien im August

gegebenen Isolinien wurden auf die hier benutzten Einheiten kcal/cm<sup>2</sup> Mon umgerechnet und in Form von punktierten Linien in die jeweiligen Karten eingetragen.

Es ergibt sich im allgemeinen eine gute Übereinstimmung. Der Grad der Abweichungen im einzelnen läßt sich gut überblicken. Die jährliche Verschiebung der Maximaleinstrahlung (I+D) ist auf den Karten deutlich zu beobachten. Die maximale Einstrahlung im Juni von (I+D) = 22 kcal/cm<sup>2</sup> Mon auf allen Karten wurde für Isfahan in der persischen Wüste berechnet. Dieser

Wert liegt etwas höher als die maximale Juni-Einstrahlung in der nördlichen Sahara. Im Dezember sinkt die Globalstrahlung (I+D) in dem nördlichsten Teil des Gebietes auf 45° NB auf (I+D) = 3.5 kcal/cm<sup>2</sup> Mon.

#### 4.3. Die Karten der Strahlungsbilanz S

Die Berechnung der Karten der Strahlungsbilanz S erfolgte nach den gleichen Konstanten wie für Südamerika und Afrika. In den Wintermonaten im Gebirge wurde bei negativen Lufttemperaturen und stärkerem Niederschlag wegen der Schneedecke eine höhere Albedo von meist 70% in Rechnung gesetzt.

In den Abbildungen 23 und 24 sind die Karten der Strahlungsbilanz  $S$  für die Monate Februar und August dargestellt. Die Februarkarte zeigt die Abnahme der in Rede stehenden Größe  $S$  von 7 kcal/cm<sup>2</sup> Mon in der Nähe von Aden auf etwas unter den Nullwert in dem Hochgebirgsland Armenien und in der Breite des Aral-Sees. Das Fehlen von Stationen im persischen Raum, besonders in dem Innern erweist sich bei der Zeichnung der Isolinien als störend. Auf der Aprilkarte sinkt die Strahlungsbilanz von etwa 9 kcal/cm<sup>2</sup> Mon bei

Aden auf etwas unter 5 im Gebiet von Smyrna, Konstantinopel und Tiflis herab. Um Gaza liegen die höchsten Werte der Strahlungsbilanz mit fast 11 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Sie übertreffen die ägyptischen Zahlen an der Nordostecke Afrikas um etwa 10%. Auch auf der Juni-karte liegen die höchsten Werte der Strahlungsbilanz an der Küste in dem Südostwinkel des Mittelmeeres. Entsprechend dem hohen Sonnenstand ist im ganzen Gebiet die Strahlungsbilanz weitgehend ausgeglichen und liegt zwischen 9 und 10 kcal/cm<sup>2</sup> Mon.

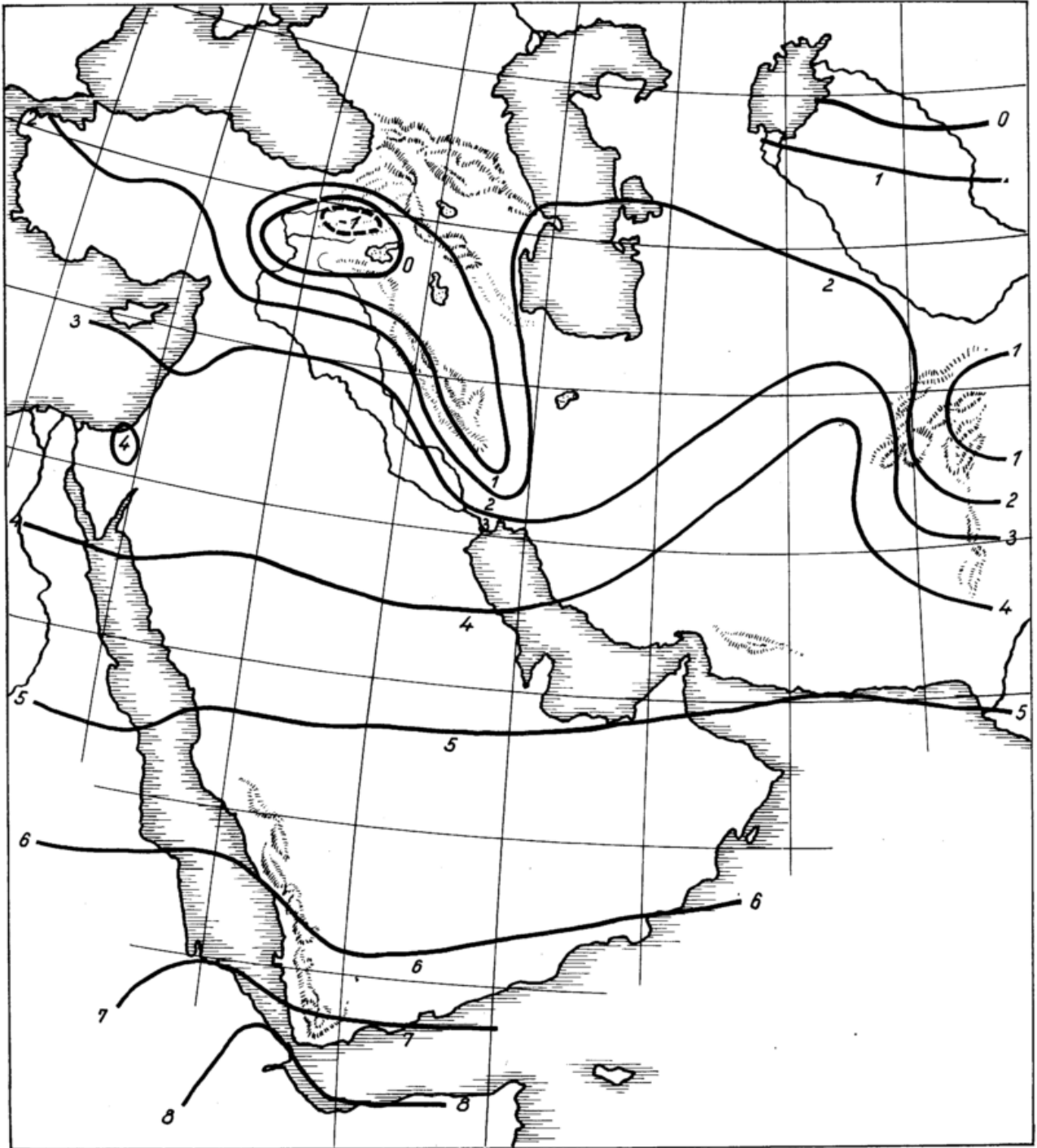


Abb. 23  
Die Verteilung der Strahlungsbilanz  $S$  in kcal/cm Mon  
in Vorderasien im Februar

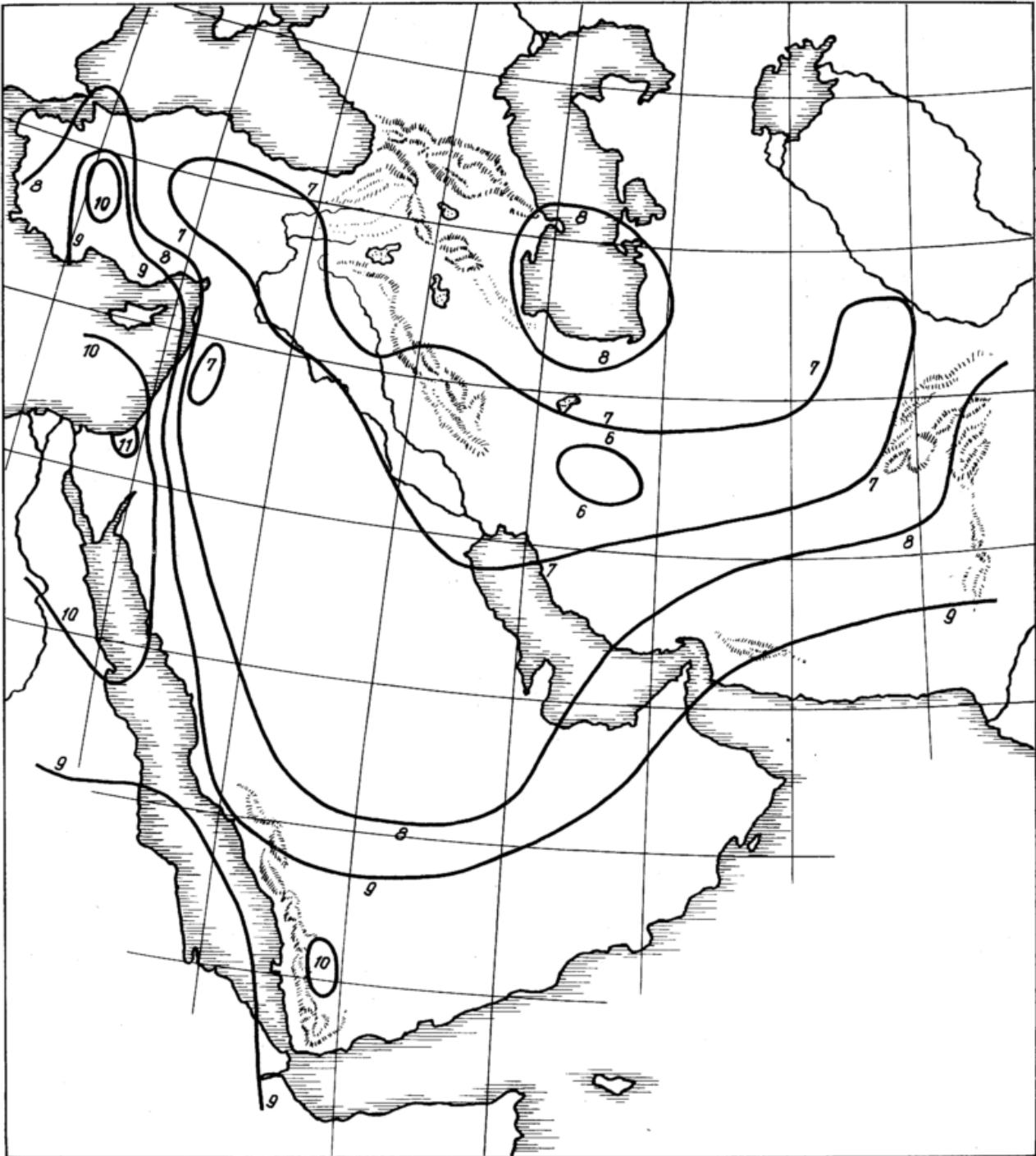


Abb. 24  
Die Verteilung der Strahlungsbilanz S in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Vorderasien im August

Auf der Augustkarte (Abb. 24) ist gleichfalls das Maximum für die Strahlungsbilanz im Raum von Gaza. Dies entspricht auch den hohen Strahlungsbilanzwerten, die im anliegenden ägyptischen Gebiet bestehen. Nach dem Osten nimmt die Strahlungsbilanz ab und unterschreitet in Persien in weiten Gebieten 7 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Um den Süden des Kaspischen Meeres ist die Strahlungsbilanz etwas höher als 8 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Die

Oktoberkarte der Strahlungsbilanz nimmt wieder den Wintercharakter an und zeigt ein Abfallen der Größe von etwa 8.5 kcal/cm<sup>2</sup> Mon bei Aden auf weniger als 2 kcal/cm<sup>2</sup> Mon am Aral-See. Die Dezemberkarte weist 6 kcal/cm<sup>2</sup> Mon in der Gegend von Aden auf und läßt ein Absinken der Größe bis zur Nulllinie erkennen, die vor Konstantinopel und vor den armenischen Gebirgen erreicht wird. Sie verläuft dann über das südliche Kas-

pische Meer zum Hindukusch. Der Anschluß an die ägyptischen Karten ließe sich auch auf der Dezemberkarte leicht durchführen.

**4.4. Die Karte des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Niederschläge**  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N}$

Die Karte des Verhältnisses  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N}$  ist in Abbildung 25 gebracht. Die Grenzlinie zwischen den Trokengebieten und den Gebieten mit mittlerer oder großer Feuchtigkeit, also die Linie  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N} = 2$ , ist durch Schraffierung hervorgehoben. Sie umfaßt in Vorder-

asien nur die Randgebiete Kleinasiens und Syriens, das armenische Hochland und das Elwendgebirge. Auch in Vorderasien trennt diese Grenzlinie nur in Form eines schmalen Streifens die Wüste, in der die Verdunstung gleich dem Niederschlag ist, von den feuchteren Gebieten, in denen sie nach der Wärmehaushaltsformel berechnet werden muß.

In der Praxis kann hier bei der Berechnung der natürlichen Verdunstung  $V$  auch in folgender Weise verfahren werden. Im Winter, in dem eine anhaltende Schneedecke meist nicht besteht, wurde bei den meist kleinen  $(L+V)$ -Werten für  $V$  der Wert Null angesetzt. In den übrigen Jahreszeiten wurde  $V = V'$  gesetzt, wenn  $V'$  unter dem Wert des Monatsniederschlages blieb. Überstieg der Wert der virtuellen Monatsverdunstung

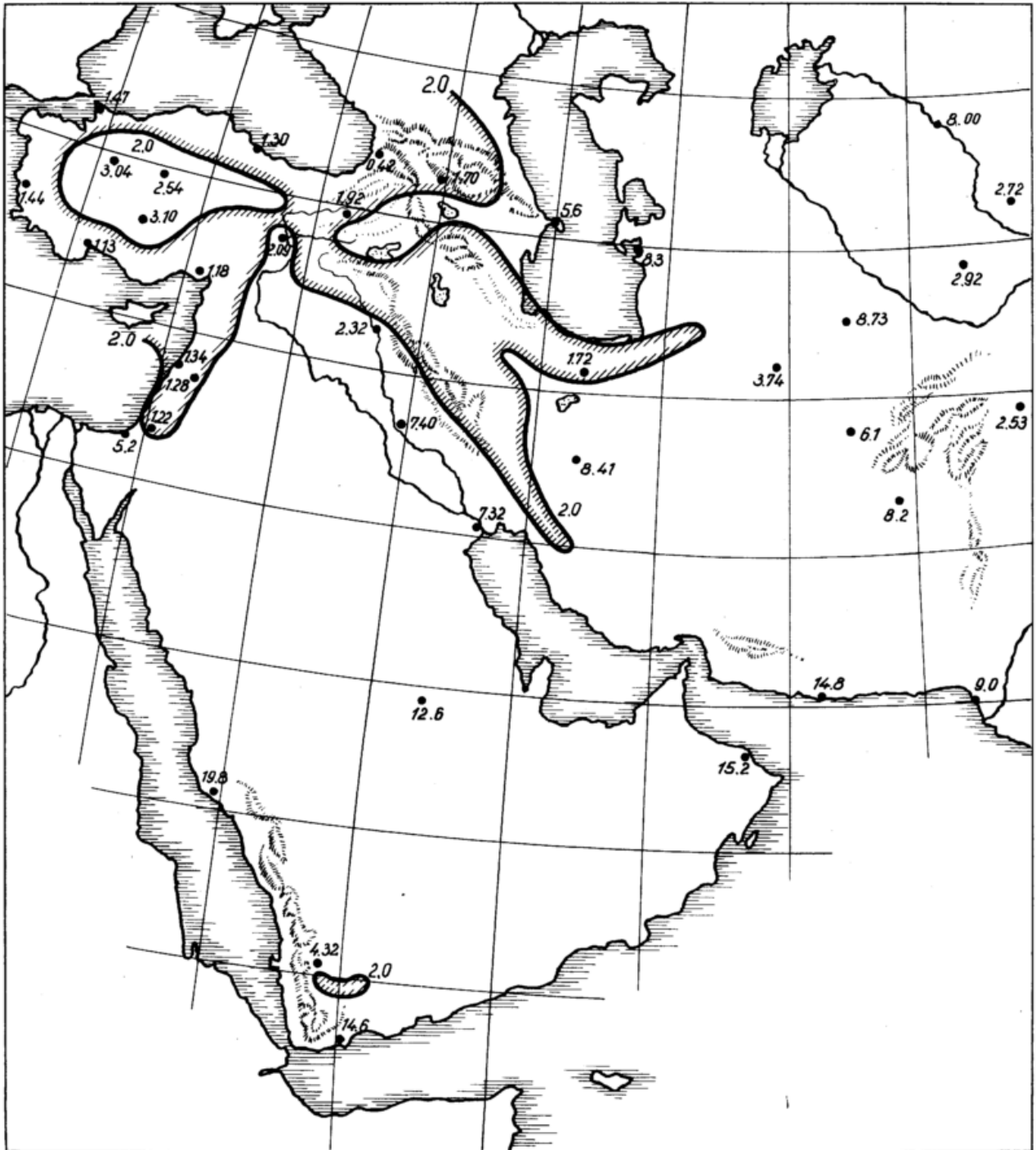


Abb. 25  
Die Verteilung des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Niederschläge  $\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N}$  in Vorderasien

$V'$  den des Monatsniederschlags, so wurde ein zwischen  $V'$  und  $N$  liegender Wert angenommen, der je nach dem Grade der zu erwartenden Bodenaustrocknung näher an dem Niederschlagswert  $N$  oder an dem Wert der berechneten virtuellen Verdunstung  $V'$  lag. Nach diesen Richtlinien wurde es fast in allen Fällen möglich, für jede einzelne Station die natürliche Verdunstung angenähert zu bestimmen. Ein Vergleich der hier präzisierten Methode mit der in Südamerika und Afrika angewendeten zeigt, daß praktisch auch dort schon nach den hier angegebenen Richtlinien verfahren wurde, um das schwierige Element „natürliche Verdunstung“ zu bestimmen.

#### 4.5. Die Karten der meteorologischen Elemente

Um einen Überblick über den Verlauf der einzelnen meteorologischen Elemente in jedem der sechs Monate zu erhalten, wurden die Karten jedes einzelnen Elements für jeden dieser Monate gezeichnet. Diese Arbeit war vor allem auch aus dem Grunde erforderlich, weil die Quellen der klimatologischen Daten bei den ver-

schiedenen Ländern, die das Gebiet umfaßt, naturgemäß heterogen sind. Eine zusammenfassende Behandlung des ganzen Gebietes in klimatologischer Hinsicht hat lediglich für den Niederschlag in der, auch in dem vorigen Kapitel über Afrika benutzten, ausgezeichneten Arbeit von Bauer (46) stattgefunden. Diese alte Arbeit mußte auch heute noch vielfach als Grundlage der Untersuchung herangezogen werden.

Es würde zu weit führen, hier die Karten der einzelnen meteorologischen Elemente zu veröffentlichen, da sie lediglich eine Zwischenstufe der ganzen Untersuchung bilden.

Für jede der 43 über das Gebiet Vorderasiens verteilten Stationen wurde die Berechnung aller Daten des Wärmehaushaltes in der in Tabelle 8 zusammengestellten Weise durchgeführt. Die einzelnen Schritte dieser Berechnung sind in den Kapiteln über Südamerika und Afrika in gleicher Weise enthalten, doch erscheint das Berechnungsverfahren in Tabelle 8 noch deutlicher.

Tab. 8  
Die Berechnung der Wärmehaushaltsdaten  
für die Stationen Isfahan (32° 40'N, 51° 44'E) und Erzurum (39° 55'N, 41° 16'E).

Isfahan	II	IV	VI	VIII	X	XIII	
$(I + D)_0$ 10	11.9	18.8	22.0	20.2	13.8	9.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$\zeta_M$	43°	67°	81°	72°	43°	33°	
$\varphi(\zeta_M)$	0.57	0.64	0.64	0.64	0.57	0.48	$f \cdot \frac{W_{total}}{W_{tief}} = 0.8$
$\eta = f \left( \frac{W_{total}}{W_{tief}} \right) \varphi(\zeta_M)$	0.51	0.57	0.58	0.58	0.51	0.43	
W	0.39	0.38	0.06	0.16	0.21	0.38	
$I - (I - \eta) W$	0.76	0.84	0.97	0.93	0.90	0.78	
Korr. an $(I + D)_0^{10}$	7.0	4.0	3.0	3.0	4.0	7.0	%
$(I + D)_0$	12.7	19.5	22.6	20.8	14.3	9.6	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$(I + D) \left\{ \begin{array}{l} 9.8 \\ 323 \end{array} \right.$	9.8	16.3	22.0	19.8	12.9	7.5	kcal/cm <sup>2</sup> Mon cal/cm <sup>2</sup> Tag
$(I + D)_{Ashbel}$	295	575	725	650	425	247	cal/cm <sup>2</sup> Tag
$(I + D)(1 - 0.15)$	8.3	13.9	18.7	16.8	11.0	6.4	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$\bar{B}$	0.76	0.78	0.72	0.71	0.74	0.76	
Ci	15.4	18.2	19.3	19.4	17.8	15.2	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$0.95 \sigma \vartheta_L^4$	20.5	23.7	27.3	27.9	24.3	20.3	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
S'	3.2	8.4	10.7	8.3	4.5	1.3	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
B	-0.2	-0.2	0.3	0.4	+0.1	0.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$S' - B$	3.7	8.6	10.4	7.9	4.4	1.3	
$X = \frac{S' - B}{f(v)} + a\vartheta_L + e_L$	9.6	19.5	30.0	28.1	18.2	7.1	
$\beta$	58	33	23	20	33	60	%
$\vartheta'_B$	9.4	24.3	35.0	37.3	22.8	5.8	°C
$\vartheta_L$	4.9	15.1	25.4	26.7	16.9	4.3	°C
$E'_B \beta = X - a\vartheta'_B$	4.9	7.4	12.5	9.5	6.8	4.2	Torr
$e_L$	3.7	4.1	6.9	6.9	5.3	3.6	Torr
$\frac{L}{V} = \frac{1}{2} \frac{\vartheta'_B - \vartheta_L}{E'_B \beta - e_L}$	2.3	1.7	0.86	2.0	1.9	1.2	
$\Delta S - (0.6 \cdot 0.95 \cdot 4 \sigma \vartheta_L^3) [\vartheta'_B - \vartheta_L]$	1.0	1.8	2.1	2.4	1.2	0.3	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$S = S' - \Delta S$	2.2	6.6	8.6	5.9	3.3	1.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$S - B = L + V$	2.4	6.8	8.3	5.5	3.2	1.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
V'	0.7	2.0	4.6	1.9	1.1	0.5	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
N	0.9	0.9	0.0	0.0	0.2	1.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
V	0.7	1.1	0.0	0.0	0.2	0.5	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
							$\frac{\sum(L + V)}{\sum N} = 8,4$

Die Zeilen der Tabelle 8 geben für die beiden Stationen Isfahan und Erzurum die einzelnen Schritte zur Berechnung der Daten des Wärmehaushaltes, genom-

men in jeder Zeile über die sechs Monate des Jahres, wieder. Die Effekte der Schneeschmelze und die Berechnung der Höhe der nach dem Winter abschmelzen-

Tab. 8 (Forts.)

Erzurum	II	IV	VI	VIII	X	XII	
$(I + D)_0$ 10	9.8	17.6	22.0	19.4	11.6	6.6	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$\zeta_M$	38°	59°	74°	65°	41°	26°	
$\varphi(\zeta_M)$	0.53	0.62	0.64	0.64	0.55	0.43	
$\eta = f\left(\frac{W_{total}}{W_{tief}}\right)\varphi(\zeta_M)$	0.42	0.49	0.51	0.51	0.44	0.34	$f \frac{W_{total}}{W_{tief}} = 0.8$
W	0.59	0.60	0.41	0.30	0.42	0.59	
$I - [1 - \eta] W$	0.64	0.69	0.80	0.85	0.76	0.61	
Korr. an $(I + D)_0^{10}$	10.0	6.5	3.5	3.0	5.0	9.0	%
$(I + D)_0$	10.8	18.8	22.9	20.0	12.2	7.2	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$(I + D) \left\{ \begin{array}{l} 6.9 \\ 226 \end{array} \right.$	6.9	12.9	18.2	17.0	9.2	4.4	kcal/cm <sup>2</sup> Mon cal/cm <sup>2</sup> Tag
$(I + D)_{Ashbel}$	195	405	595	580	315	160	cal/cm <sup>2</sup> Tag
$(I + D)(1 - 0.15)$		11.0	15.4	14.4	7.8		kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$(I + D)(1 - 0.70)$	2.1					1.3	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$\bar{B}$	0.79	0.82	0.81	0.79	0.79	0.80	
Ci	13.5	17.0	19.2	19.8	16.9	14.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$0.95 \sigma \delta_L^4$	17.2	20.5	23.6	25.2	21.5	17.5	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
S'	-1.6	7.5	11.0	9.0	3.2	-4.1	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
B	0.0	-0.3	0.3	0.5	0.1	0.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$S' - B$	-1.6	7.8	10.7	8.5	3.1	-4.1	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$X = \frac{S' - B}{f(v)} + a\vartheta_L + e_L$	-3.0	14.5	25.1	26.0	12.1	-4.3	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$\beta$	83	67	54	43	60	83	%
$\vartheta'_B$	-9.1	13.7	25.0	27.8	9.5	-11.0	°C
$\vartheta_L$	-7.0	5.1	15.0	19.8	8.4	-5.6	°C
$E'_B\beta = X - a\vartheta'_B$		7.7	12.6	12.1	7.4		Torr
$e_L$	2.0	4.2	6.9	7.6	4.8	2.3	Torr
$\frac{L}{V} = \frac{1}{2} \frac{\vartheta'_B - \vartheta_L}{E'_B\beta - e_L}$		1.20	0.88	0.89	0.21		
$S = S' - \Delta S$	-1.1	6.0	9.0	7.4	3.0	-3.7	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
$S - B = L + V$	-1.1	6.3	8.7	6.9	2.9	-3.7	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
V'	0.0	2.7	4.8	3.9	2.5	0.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
N	1.9	3.2	3.3	1.1	3.1	1.5	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
V	0.0	2.7	4.4	1.8	2.5	0.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
							$\frac{\sum(L + V)}{\sum N} = 1.42$

den Schneedecke brauchten im Gebiet Vorderasiens nur an wenigen Stationen im Gebirge und im Norden des betrachteten Gebietes berücksichtigt zu werden. Über

die Abgrenzung der Trockenzone von der Zone der Normalverdunstung ist im Abschnitt 4.4. bei Behandlung der Abbildung 25 alles Erforderliche gesagt.

#### 4.6. Die Karten der natürlichen Verdunstung V

In den Abbildungen 26 und 27 sind die Karten der natürlichen Verdunstung des in Rede stehenden Gebietes für Februar und August wiedergegeben. Wie schon oft betont, wird die natürliche Verdunstung eines Ortes einerseits durch den Niederschlag, andererseits durch die Verdunstungskraft der Atmosphäre bestimmt. In dem Wintermonat Februar sinkt diese Verdunstungskraft in den Gebieten mit negativer Strahlungsbilanz, also in Armenien und am Aral-See auf Null. Die höchste Verdunstung wird um den südöstlichen Winkel des Mittelmeeres um Gaza und Jerusalem mit mehr als 50 mm/Mon beobachtet. Entsprechend der Verbreitung

des winterlichen Niederschlages liegt auch im Nordosten dieses Gebietes die Februar-Verdunstung über 25 mm/Mon. In den persischen Wüsten östlich von Isfahan ist die Verdunstung niedrig und dürfte dort 10 mm/Mon unterschreiten. Eine etwas stärkere Verdunstung besteht im östlichen Persien. Die Gebiete mit den starken Niederschlägen an der Südküste des Schwarzen Meeres weisen trotz des Winters eine erhebliche Verdunstung um 25 mm/Mon auf. Im Niederschlagsgebiet um Sanaa ist im Februar die Verdunstung noch klein. Die Verteilung der natürlichen Verdunstung im April ist entsprechend der angestiegenen Strahlungsbilanz in weiten Teilen des Gebietes erheblich größer. Das Ver-

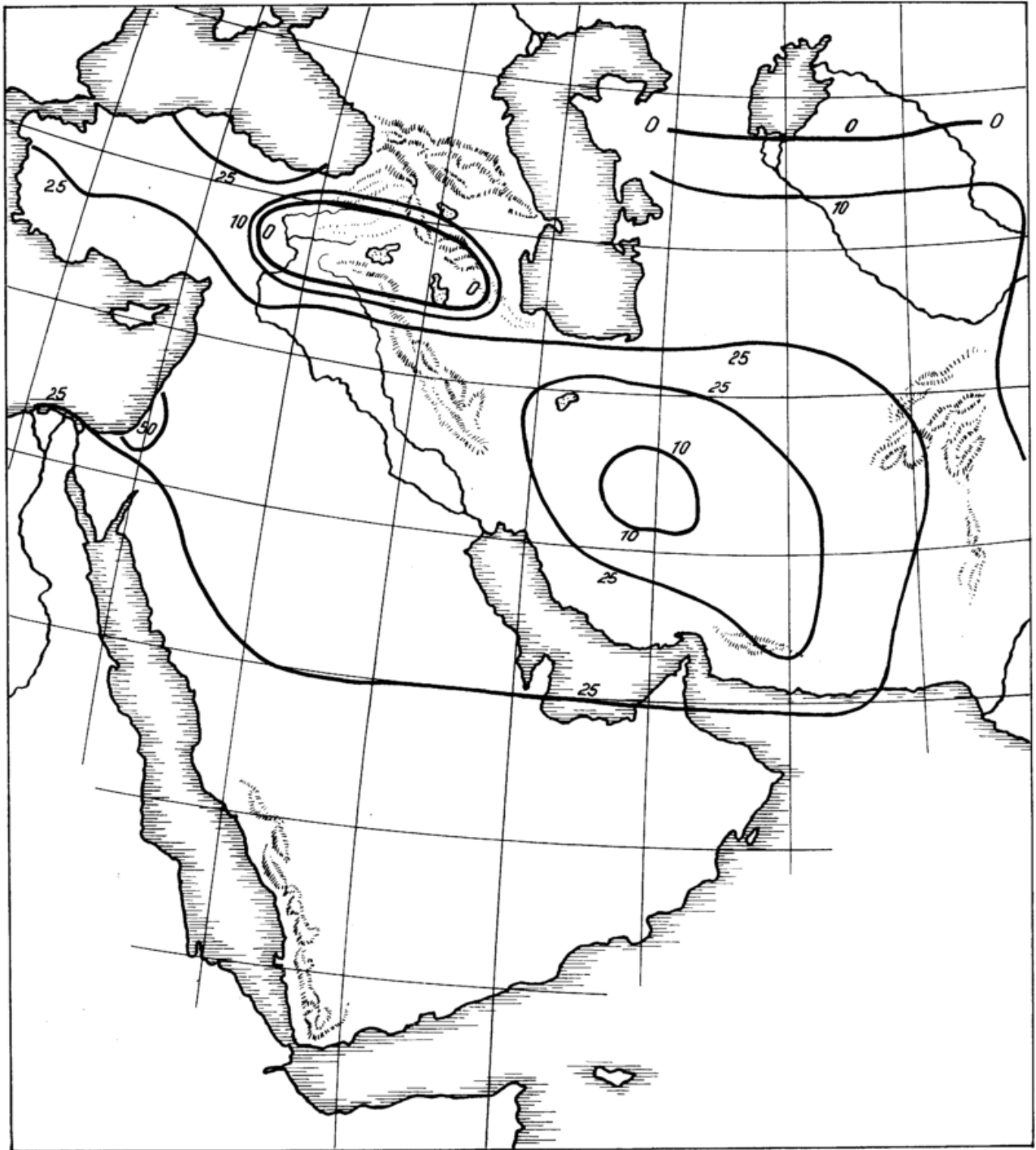


Abb. 26  
Die Verteilung der natürlichen Verdunstung V in mm/Mon  
in Vorderasien im Februar

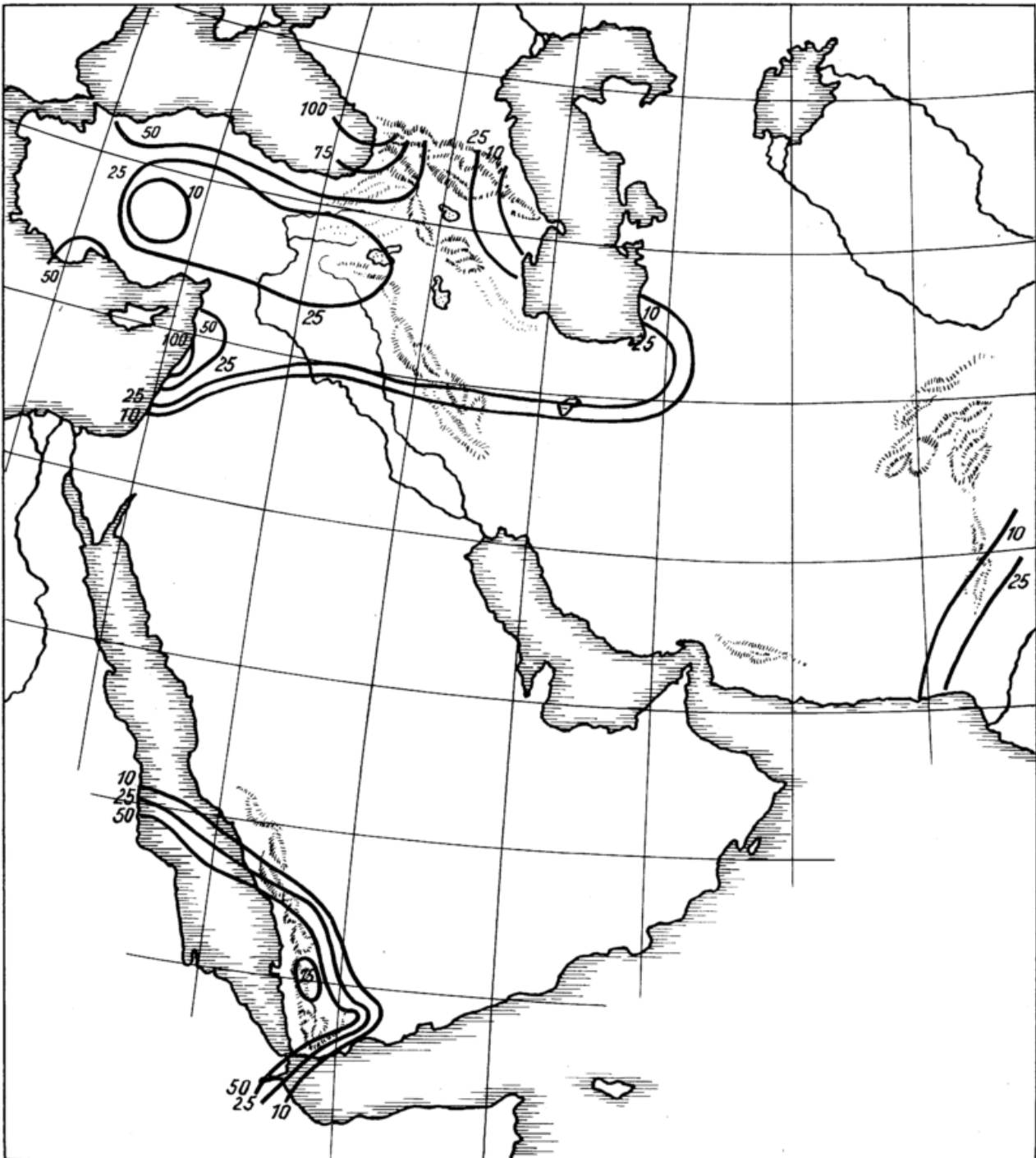


Abb. 27  
Die Verteilung der natürlichen Verdunstung V in mm/Mon  
in Vorderasien im August

dunstungsmaximum wird an der Südküste des Schwarzen Meeres und in Taschkent mit 75 mm/Mon erreicht. Eine starke natürliche Verdunstung besteht im Taurus- und Libanongebiet und im nördlichen Persien. Die Verdunstung im armenischen Hochland und im nord-westlichen Kleinasien bleibt unter 50 mm/Mon. Im nördlichen Arabien wird, entsprechend den Niederschlagsverhältnissen, auch im April eine natürliche Verdunstung um 25 mm/Mon erreicht. Nach den persischen Wüsten östlich von Isfahan zu nimmt diese Verdunstung ab. Auch in Bassora beträgt sie nur 12 mm/Mon. Das Gebiet von Sanaa zeigt, entsprechend dem Anwachsen des Niederschlages, eine natürliche

Verdunstung um 50 mm/Mon. Im Juni liegt die stärkste natürliche Verdunstung mit z. T. weit mehr als 75 mm/Mon um das Gebiet des südöstlichen Schwarzen Meeres und reicht östlich bis Tiflis. Eine starke natürliche Verdunstung weisen auch der westliche Taurus und das Gebiet südlich vom Libanon auf. In dem anatolischen Trockengebiet werden 50 mm/Mon unterschritten. Entsprechend dem Fortfall jedes nennenswerten Niederschlages findet in der Arabischen und Persischen Wüste keine Verdunstung statt. Erst im Hindukusch um Kabul steigt mit zunehmendem Niederschlag auch die natürliche Verdunstung auf 25 bis 50 mm/Mon. Auf der Augustkarte (Abb. 27) ist die natürliche Verdunstung

in Arabien und Persien bis weit nach Turkestan hinein völlig verschwunden. Lediglich um Karachi herrscht unter dem Einfluß des Südwest-Monsuns eine Verdunstung von 25 mm/Mon. Im Gebiet von Sanaa bringen die dort auftretenden Niederschläge die Verdunstung auf über 100 mm/Mon. Das Maximum der Verdunstung liegt auf der Augustkarte um Beirut und übersteigt dort 150 mm/Mon. Im anatolischen Trockengebiet und in Armenien unterschreitet die Verdunstung den Wert von 25 mm/Mon. Die Werte an der Südküste des Schwarzen Meeres liegen über 50 mm/Mon und erreichen in dessen Ostwinkel etwa 100 mm/Mon. Im Oktober ist die natürliche Verdunstung im ganzen Gebiet gering. Lediglich in den kleinasiatischen Gebirgen, in Armenien und in Nordpersien besteht eine Ver-

dunstung über 25 mm/Mon. Im kleinasiatischen Trockengebiet wird dieser Wert etwas unterschritten. In ganz Arabien, Persien und Turkestan bleibt die Verdunstung meist weit unterhalb der Linie von 25 mm/Mon. Im Dezember verschwindet die natürliche Verdunstung in den winterkalten Gebieten Kleinasiens und Turkestans. Entsprechend der Niederschlagsverteilung über das Gebiet findet eine mäßige Verdunstung um 25 mm/Mon über Palästina und der anschließenden Ostküste des Roten Meeres bis in die Gegend von Dschidda statt, während ein zweiter Zweig mäßiger Winterverdunstung entsprechend der Niederschlagsverteilung über das südliche Mesopotamien und die Nordküste des Persischen Meerbusens bis etwa in die Gegend von Chabor reicht.

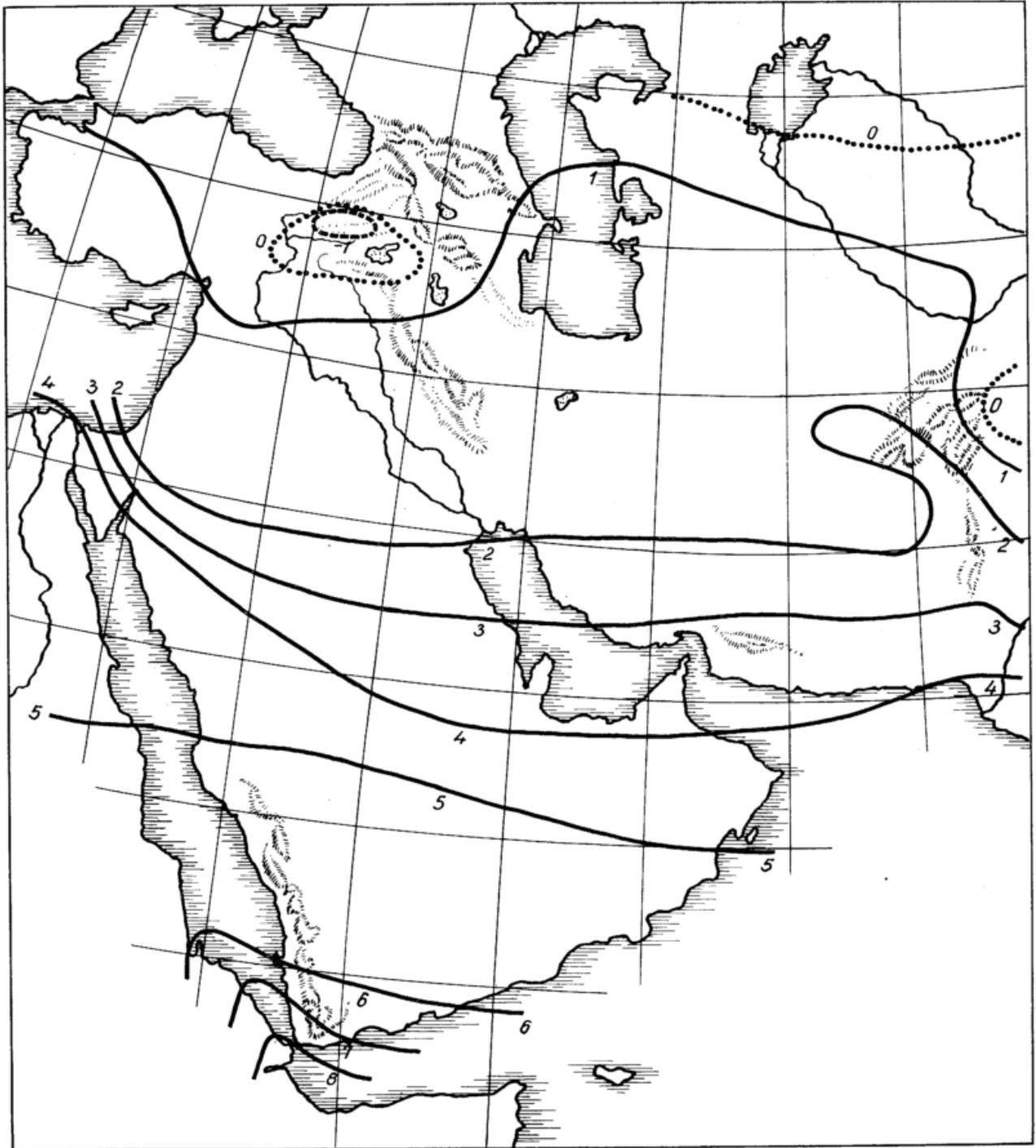


Abb. 28  
Die Verteilung des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft in kcal/cm<sup>2</sup>Mon in Vorderasien im Februar

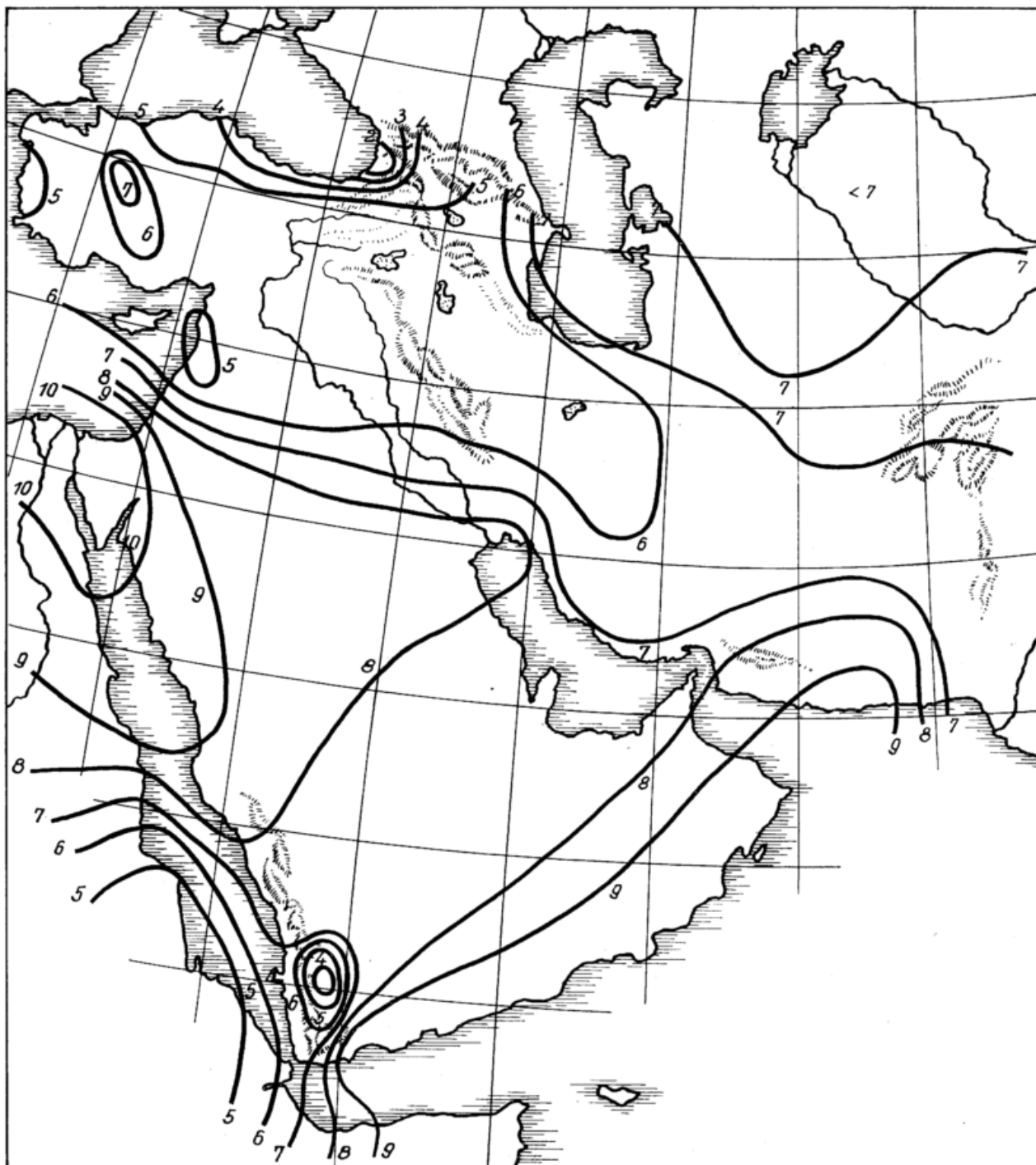


Abb. 29  
Die Verteilung des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft in kcal/cm<sup>2</sup>Mon in Vorderasien im August

#### 4.7. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft.

In den Abbildungen 28 und 29 sind die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Luft und Erdoberfläche wiedergegeben. Im Wintermonat Februar (Abb. 28) überwiegt die Wärmeabgabe aus der Luft an die Erdoberfläche im armenischen Hochland und in Turkestan um den Aralsee, sowie im östlichen Afghanistan. In Palästina, Nordarabien und Persien ist die Wärmeabgabe des Bodens an die Luft, dem niedrigen winterlichen Sonnenstand entsprechend, klein. Sie liegt zwischen 1 und 2 kcal/cm<sup>2</sup>Mon und wächst erst im äußersten Süden von Südarabien bis auf 7 kcal/cm<sup>2</sup>Mon. Im

April ist die Wärmeabgabe des Bodens an die Luft im Norden des Gebietes wegen der dort auftretenden Niederschläge und der dadurch bedingten Verdunstung mäßig und liegt um 3 kcal/cm<sup>2</sup>Mon. Lediglich in Turkestan werden 5 kcal/cm<sup>2</sup>Mon überschritten. Die Größe steigt mit Abnahme des Niederschlages nach Süden hin stark an. Z. B. besteht auf der Strecke von Jerusalem bis Gaza das starke Gefälle von 3 auf 9 kcal/cm<sup>2</sup>Mon. Entsprechend den geringen Niederschlägen im südlichen Arabien beträgt dort die an die Luft abgegebene Wärme zwischen 7 und 8 kcal/cm<sup>2</sup>Mon. Im Gebiet von Sanaa fällt sie, wegen der durch den Niederschlag veranlaßten größeren Verdunstung wieder auf Werte unter 6 kcal/cm<sup>2</sup>

Mon. Im Juni zeigt sich die maximale Wärmeabgabe an die Luft mit 10 kcal/cm<sup>2</sup>Mon im Gebiet der mittel-arabischen und südpersischen Wüsten. Nördlich des Wüstengebietes von Mittelarabien sinkt die Wärmeabgabe an die Luft von fast 11 kcal/cm<sup>2</sup>Mon bei Gaza auf nur wenig mehr als 7 kcal/cm<sup>2</sup>Mon bei Jerusalem. Im Gebiet von Nordpersien und Armenien liegt die Wärmeabgabe an die Luft um 6 kcal/cm<sup>2</sup>Mon, um in den Niederschlagsgebieten östlich des Schwarzen Meeres auf weniger als 3 Einheiten zu sinken. In Turkestan nimmt die an die Luft abgegebene Wärmemenge nach Norden wieder zu und liegt im Gebiet des Aralsees um 9 kcal/cm<sup>2</sup>Mon. In Südarabien ist im Gebiet von Sanaa L = 8.6 kcal/cm<sup>2</sup>Mon. Entsprechend dem niedrigeren Sonnenstand zeigt die Augustkarte (Abb. 29) nur in der Gegend von Gaza die hohen Werte über 10 kcal/cm<sup>2</sup>Mon. Im Innern von Arabien wird dagegen die Größe von 8 Einheiten kaum überschritten. Armenien und Nordpersien weisen zwischen 5 und 6 kcal/cm<sup>2</sup>Mon auf. Erst in Turkestan werden wieder 7 kcal/cm<sup>2</sup>Mon überschritten. Um den Aralsee liegt die an die Luft abgegebene Wärmemenge aber wegen des bereits niedrigeren Sonnenstandes schon etwas darunter. Die tiefsten Werte der an die Luft abgegebenen Wärme weist die Südostecke des Schwarzen Meeres mit ihren reichen Niederschlägen auf. Auch an dem anderen Ende des Kartengebietes, in dem Raum von Sanaa, ist wegen des Sommerniederschlags in Abessinien und den angrenzenden Gebieten die an die Luft abgegebene Wärmemenge im Vergleich mit den Wüstengebieten auf gleicher Breite (z. B. Aden) gering und liegt unter 4 kcal/cm<sup>2</sup>Mon. Im Oktober ist wegen des weiter verminderten Sonnenstandes die Wärmeabgabe in Innerarabien auf 5 kcal/cm<sup>2</sup>Mon gesunken und beträgt im

Wüstengebiet von Persien nur noch 3 Einheiten. In Turkestan liegt um den Aralsee die Wärmeabgabe auf dieser Karte um 1 kcal/cm<sup>2</sup>Mon. Sie unterschreitet die Einheit etwas in den Niederschlagsgebieten östlich des Schwarzen Meeres. Große Werte werden in Aden erreicht, wo mehr als 8 kcal/cm<sup>2</sup>Mon an die Luft abgegeben werden. Auch in Karatschi beträgt die Wärmeabgabe an die Luft 7 Einheiten, nachdem dort der Sommermonsun aufgehört hat. Im Dezember überwiegt die Wärmeabgabe der Luft an den Erdboden in dem ganzen Gebiet des nördlichen Kleinasien und ist am größten in Armenien. Auch in Turkestan wird dem Boden aus der Luft Wärme zugeführt; ebenso im östlichen Afghanistan. Wegen des niedrigen Sonnenstandes bleibt in Mesopotamien und dem größten Teil von Persien die Wärmeabgabe des Bodens an die Luft unter der Einheit. Erst in Innerarabien wächst sie auf 3 bis 4 kcal/cm<sup>2</sup>Mon und erreicht in Aden wieder fast 6 kcal/cm<sup>2</sup>Mon.

### 5. Die Karten des Wärmehaushalts von Indien und Insulinde

#### 5.1. Literatur und Bemerkungen

Das in dem vorliegenden Kapitel behandelte Erdgebiet reicht von dem extremen Hochgebirgsklima in Tibet bis zu den rein tropischen Klimaten mit reichen Niederschlägen in Insulinde. Es umfaßt Pakistan, Indien, Tibet, Birma, Hinterindien und Insulinde. Es reicht von 40° N Breite bis fast nach 10° S Breite, von 80° bis 130° E Länge. Der größte Teil des Gebietes wird von zwei ausgezeichnet geführten Klimanetzen eingenommen: Dem Britisch-Indischen Klimanetz (41), das Pakistan, Indien, Ceylon und Birma mit vielen Beobachtungsstationen und Observatorien bedeckte und

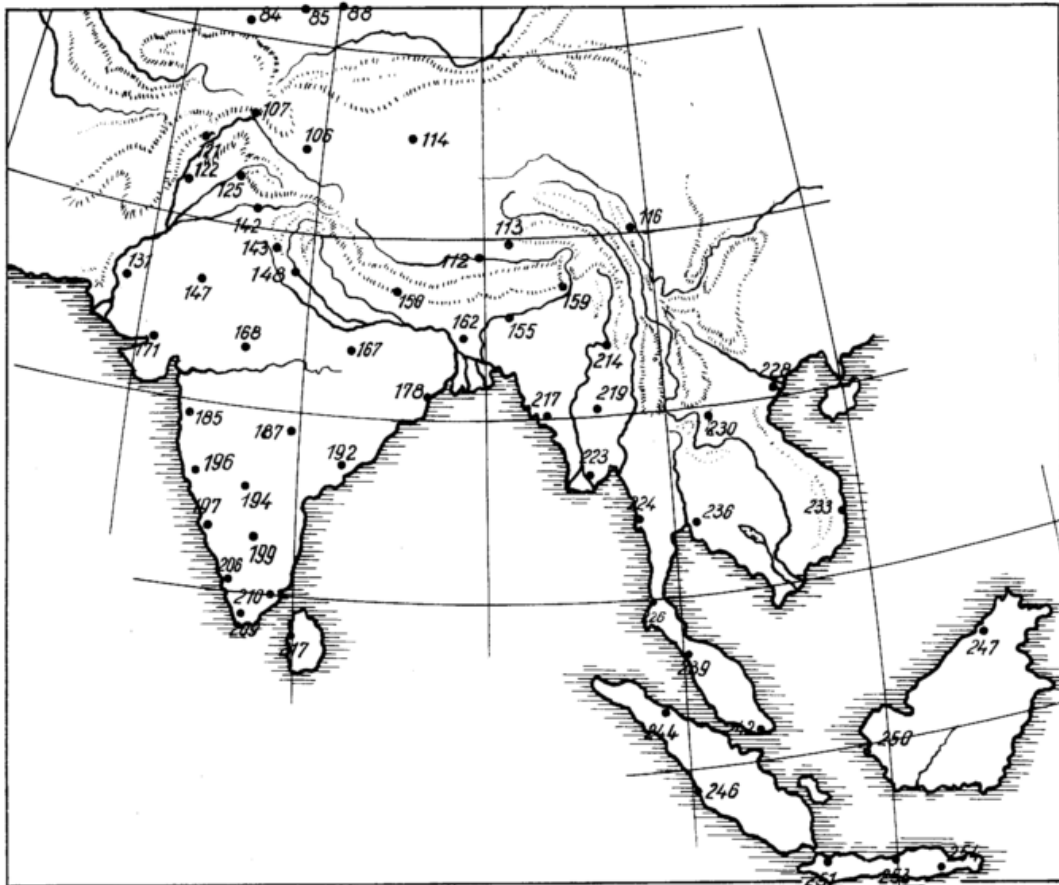


Abb. 30  
Die Verteilung der Stationen in Indien und Südasiens

Tab. 9  
Verzeichnis der zur Berechnung herangezogenen Stationen

Nr.	Station	Breite °N	Länge °E	Höhe in m	$\frac{\Sigma(L+V)}{\Sigma N}$
121	Peshawar	34°01	71°35	330	3.22
122	Dera Ismailkhan	31°49	70°55	160	18.3
125	Lahore	31°35	74°20	210	2.34
131	Hyderabad	25°23	68°25	30	8.1
85	Naryußkoe	41°26	76°13	2031	3.42
88	Karakol Osch	42°30	78°26	1774	1.86
106	Leh	34°09	77°34	3514	12.1
107	Gilgit	35°55	74°33	1480	9.5
113	Lhasa	29°48	91°02	3675	1.88
114	Zentraltibet	ca. 34.5°	78°—90°	4500	
111	Yatung	27°29	88°55	2987	1.01
112	Gyantse	28°56	89°36	3996	3.17
150	Motihari	26°40	84°55	60	0.97
167	Pendra	22°46	81°54	600	0.82
168	Indore	22°43	75°54	540	1.37
171	Rajkot	22°18	70°50	130	2.34
142	Ludhiana	30°56	75°52	250	1.35
143	New Delhi	28°35	77°12	230	1.74
147	Jodhpur	26°18	73°01	230	2.90
148	Agra	27°10	78°02	160	1.82
162	Barhampore	24°08	88°16	20	0.86
155	Cherrapunji	25°19	91°44	1290	0.08
153	Dibrugarh	27°18	94°55	110	0.40
178	Chandbali	20°47	86°44	6	0.62
196	Marmogoa	15°25	73°47	60	0.49
194	Bellary	15°09	76°51	443	2.64
187	Hanamkonda	18°01	79°34	225	1.16
185	Bombay	18°54	72°49	110	0.78
199	Bangalore	12°58	77°35	910	1.70
206	Cochin	9°58	76°14	3	0.44
192	Cocanada	16°57	82°14	8	1.36
197	Mangalore	12°53	74°51	20	0.39
209	Trivandrum	8°29	76°57	60	0.83
210	Mannar	8°59	79°55	4	1.46
211	Colombo	6°54	79°53	8	0.90
214	Bhamo	24°15	97°15	116	0.68
116	Betang	30°01		2685	
217	Akyab	20°08	92°55	9	0.25
219	Yamethin	20°25	96°09	194	1.39
223	Rangoon	16°46	96°11	5	0.58
224	Tavoy	14°05	98°12	6	0.24
230	Luang Prabar	19°57	102°07	350	0.91
228	Hanoi	21°02	105°51	14	0.78
236	Bangkok	13°38	100°27	13	1.26
233	Nhatrang	12°15	109°12	4	1.05
234	Saigon	10°47	106°42	11	0.68
226	Victoria Point	9°59	98°35	47	0.35
239	Penang	5°39	100°21	3	0.79
242	Singapore	1°18	103°51	5	0.61
244	Medan	3°35	98°41	25	0.78
246	Padang	0°56 S	100°27	7	0.35
251	Batavia	6°11 S	106°50	8	0.85
247	Labnan	5°16	115°11	16	0.40
250	Pontianak	0°01 S	109°20	3	0.48
253	Wadi Birit	7°45 S	110°36	140	0.85
254	Pasurna	7°38 S	112°55	5	1.00

dem Niederländisch-Indischen Klimanetz (47) im Gebiet des heutigen Indonesien, das für die großen Inseln Java, Sumatra und Borneo alle erforderlichen Werte lieferte. Für die nördlichen Randgebiete stand das ebenfalls sehr gut ausgebaute sibirische Klimanetz (40) zur Verfügung. Sehr lückenhaft ist das Netz in Tibet und in Siam. Aus dem ehemaligen Französisch-Indochina liegen dagegen ausreichende Unterlagen vor. Bei den Stationen in Tibet wurde die Zusammenstellung von Flohn (48) mit gutem Erfolg benutzt. Leider war es nicht möglich, über die Niederschlagsmengen in Tibet (Zentralgebiet), die auf Reisebeobachtungen beruhen, irgendwelche Unterlagen zu bekommen. So mußte leider für dieses Gebiet die Berechnung der Verdunstungszahlen unterbleiben.

Auch für dieses Gebiet wurden von mehr als 100 Stationen für die sechs Monate Februar, April, Juni, August, Oktober und Dezember die meteorologischen Daten der Monatsmittel für Lufttemperatur, Dampfdruck, Relative Feuchte, Niederschlag, Gesamt-Bewölkung und tiefe Bewölkung einheitlich zusammengestellt. Aus diesem Material wurden dann für 53 Stationen (siehe Tab. 9) die Wärmehaushaltsdaten berechnet. Aus Abbildung 30 ist die Verteilung dieser Stationen über das Gebiet ersichtlich. Die an die Stationen geschriebenen Ziffern bezeichnen dabei die Stationsnummern in dem als Grundlage der Berechnung dienenden Stationskatalog.

## 5.2. Die Karten der Globalstrahlung (I + D).

Bei der Berechnung der Globalstrahlung wurde nach der Vorschrift in (12) vorgegangen. Für die Größe  $f_{\text{w} \text{ tief}}^{\text{w} \text{ total}}$  wurden wieder Werte eingesetzt, die nach der zu erwartenden Zirusbewölkung abgestuft waren, da nur im British-Indischen Netz beide Bewölkungsformen getrennt veröffentlicht werden. In den Gebieten mit gemäßigttem Klima wurde  $f_{\text{w} \text{ tief}}^{\text{w} \text{ total}} = 0.8$ , in den Tropen  $f_{\text{w} \text{ tief}}^{\text{w} \text{ total}} = 0.9$  und in den Wüsten  $f_{\text{w} \text{ tief}}^{\text{w} \text{ total}} = 1.3$  benutzt.

In den Abbildungen 31 und 32 sind die Karten der auf diese Weise berechneten Globalstrahlung (I + D) in kcal/cm<sup>2</sup> Mon für Februar und August wiedergegeben. Leider sind auch von diesen Gebieten unmittelbare Strahlungsmessungen nicht veröffentlicht. Ein Vergleich ist auch hier nur mit den Weltkarten von Ashbel (13) möglich. Die von ihm gegebenen Isolinien wurden stark punktiert in das Kartenbild der Isolinien der (I + D) eingetragen. Die allgemeine Übereinstimmung der Kurvenführung ist bei diesen Isolinien nur in sehr groben Zügen festzustellen. Dies gilt besonders für das Innere des tibetanischen Hochlandes. Im allgemeinen mag sich allerdings eine Abweichung von ± 1% auch hier für die Zahlen der (I + D) gegenüber den Werten der Karten von Ashbel als gültig herausstellen.

Betrachtet man den Verlauf der Globalstrahlung im einzelnen, so zeigt das Hochland von Tibet durchweg etwa um 2 bis 3 kcal/cm<sup>2</sup> Mon höhere Einstrahlung als die Umgebung. Die Gebiete mit stärkstem Niederschlag um Cherapunye zeigen demgegenüber wegen der meist stärkeren Bewölkung gegenüber der Umgebung eine um etwa 1 kcal/cm<sup>2</sup> Mon gedrückte Globalstrahlung. Im nördlichsten Teil des Gebietes beträgt im Dezember, dem Monat der geringsten Zustrahlung, die Globalstrahlung auf 40° NB ca. 5.0 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Sie steigt im Juni dort auf 19 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Im Äquatorgebiet von Insulinde hat man dagegen nur einen jährlichen Gang von 13 bis 16 kcal/cm<sup>2</sup> Mon.

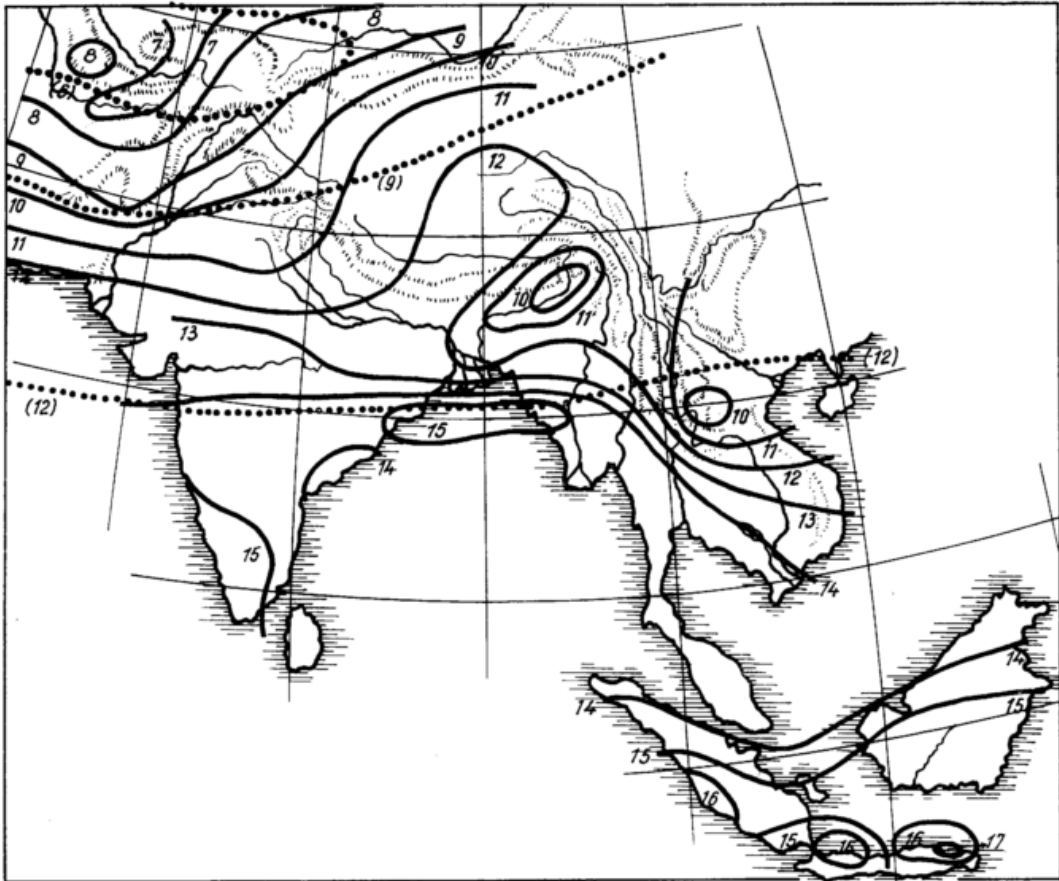


Abb. 31  
Die Verteilung der Globalstrahlung (I+D) in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Indien und Südasiens im Februar

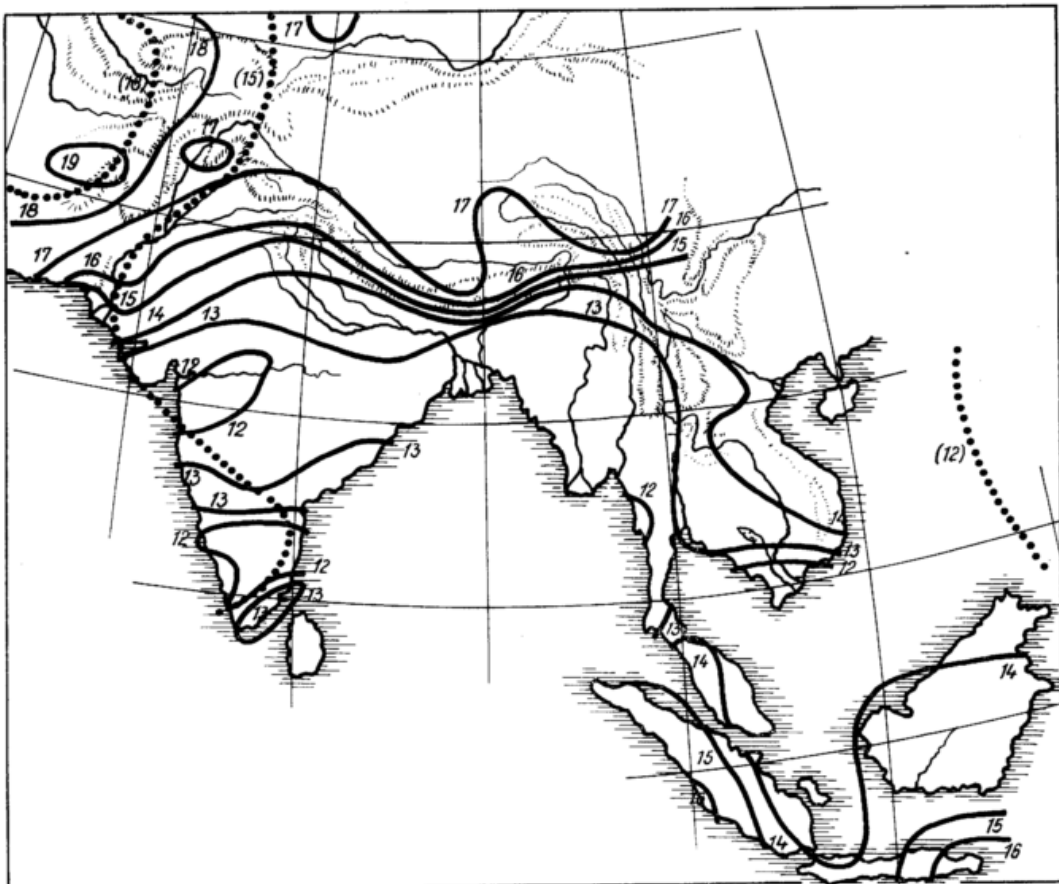


Abb. 32  
Die Verteilung der Globalstrahlung (I+D) in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Indien und Südasiens im August

**5.3. Die Karten der Strahlungsbilanz S**

In den Abbildungen 33 und 34 sind die Karten der Strahlungsbilanz in den Monaten Februar und August wiedergegeben. In den Wintermonaten Dezember und Februar ist die Strahlungsbilanz nördlich des Himalaya negativ und hat auch im Karakorum kleine Werte um 1 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Vom Himalaya nach Süden nimmt die

Strahlungsbilanz kontinuierlich zu bis zu 9 bis 10 kcal/cm<sup>2</sup> Mon am und südlich des Äquators in Insulinde. In den Sommermonaten Juni und August liegt das Maximum der Strahlungsbilanz mit 9 bis 10 kcal/cm<sup>2</sup> Mon am oberen Indus und Brahmaputra. In den Tropen in Insulinde ist die Strahlungsbilanz dagegen etwas geringer um 8 kcal/cm<sup>2</sup> Mon.

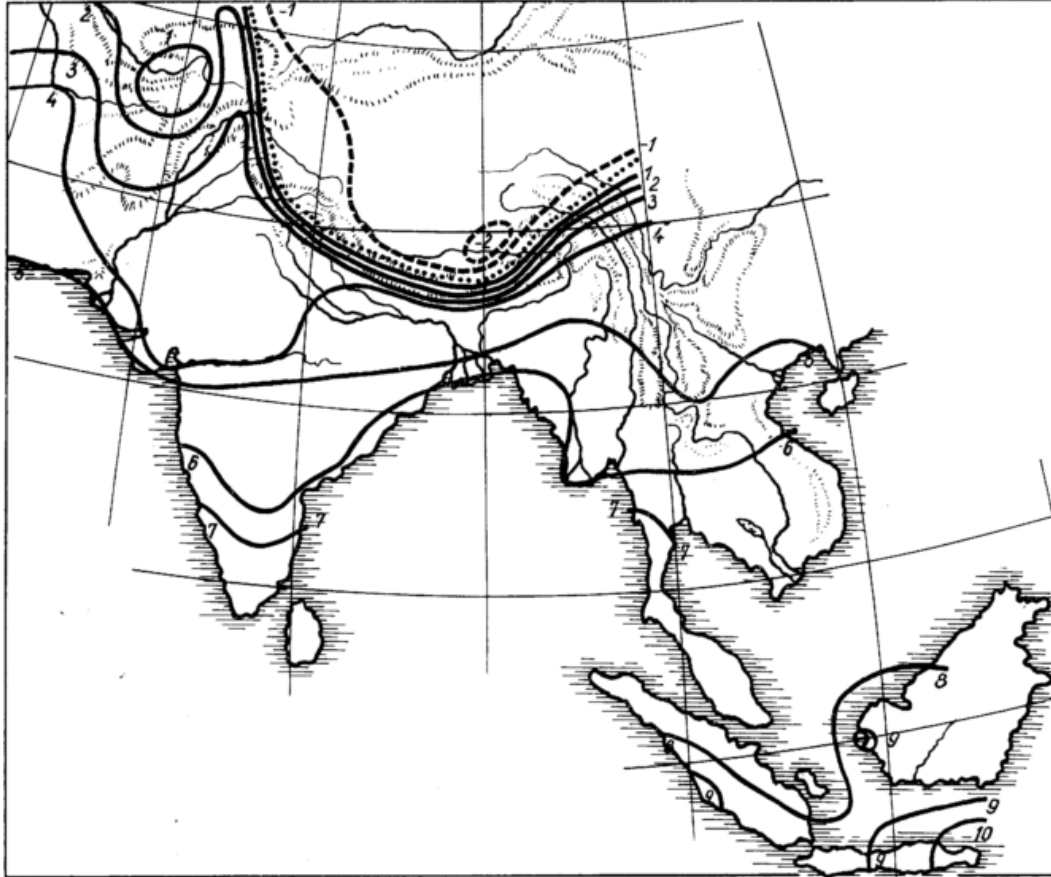


Abb. 33  
Die Verteilung der Strahlungsbilanz S in kcal/cm<sup>2</sup>Mon  
in Indien und Südasiens im Februar

**5.4. Die Karte des Verhältnisses der Jahressumme der an die Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der Niederschläge**

$$\frac{\sum(L+V)}{\sum N}$$

Diese Karte ist für das Gebiet Indiens und Südasiens in Abbildung 35 wiedergegeben. Die Werte für  $\frac{\sum(L+V)}{\sum N}$  sind für die einzelnen Stationen bereits in der letzten Spalte der Tabelle 9 enthalten. Als Grenzlinie der Gebiete, innerhalb deren die Berechnung der natürlichen Verdunstung nach der Formel I in (12) zu erfolgen hat, wurde, wie überall in dieser Arbeit die Linie

$$\frac{\sum(L+V)}{\sum N} = 2$$

benutzt. Außerhalb dieser Linie wurde in den Wüstengebieten die Verdunstung gleich dem Niederschlag gesetzt.

**5.5. Die Karten für die meteorologischen Elemente**

Auch für dieses Kapitel wurden die Karten aller meteorologischen Elemente für die sechs behandelten Monate des Jahres gezeichnet. Da sie lediglich eine Zwischenstufe der ganzen Untersuchung bilden, werden sie nicht veröffentlicht.

Für die über das Gebiet verteilten 53 Stationen (Tab. 9) wurde die Berechnung aller Daten des Wärme-

haushaltes in der gleichen Weise durchgeführt, wie dies für die Stationen Isfahan und Erzurum in Tabelle 8 wiedergegeben ist. Man erhält dann schließlich aus  $\frac{L}{V}$  und L + V die virtuelle Verdunstung V', aus der die tatsächliche Verdunstung V unter Zuhilfenahme des monatlichen Niederschlages bestimmt wird. Als Beispiel sei hier die Berechnung der natürlichen Verdunstung von Bangkok und Pasurma nach diesem Verfahren in Tabelle 10 wiedergegeben.

Tab. 10

Berechnung der natürlichen Verdunstung V aus den Monatsmitteln der virtuellen Verdunstung V' und des Niederschlages N

		II	IV	VI	VIII	X	XII	
Bangkok 13° 38' N	V'	5.9	7.6	7.0	6.6	5.4	5.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
	N	1.0	2.6	8.5	10.5	12.4	0.5	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
	V	2.0	2.6	7.0	6.6	5.4	4.0	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
Pasurma 7° 38' S	V'	8.2	7.1	5.4	6.1	7.5	7.8	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
	N	18.0	3.0	3.5	0.4	12.6	9.7	kcal/cm <sup>2</sup> Mon
	V	8.2	7.1	5.2	1.5	7.5	7.8	kcal/cm <sup>2</sup> Mon

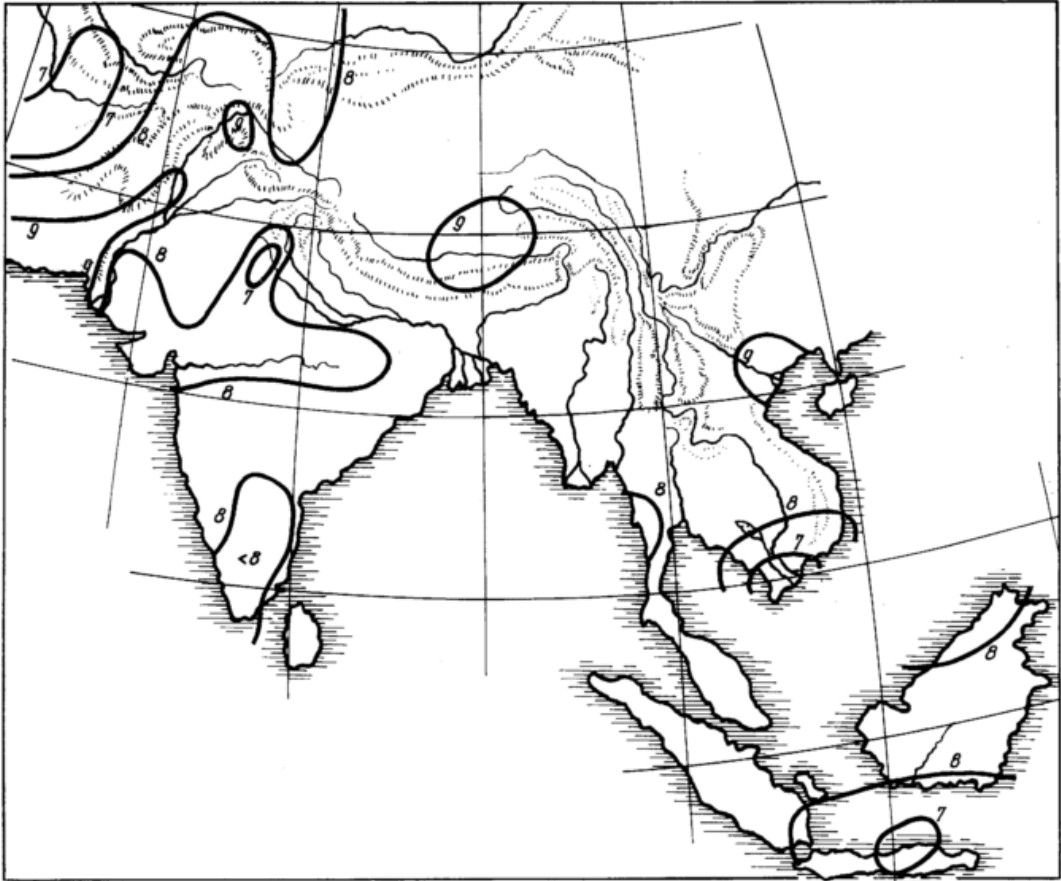


Abb. 34  
Die Verteilung der Strahlungsbilanz S in kcal/cm²Mon  
in Indien und Südasiens im August

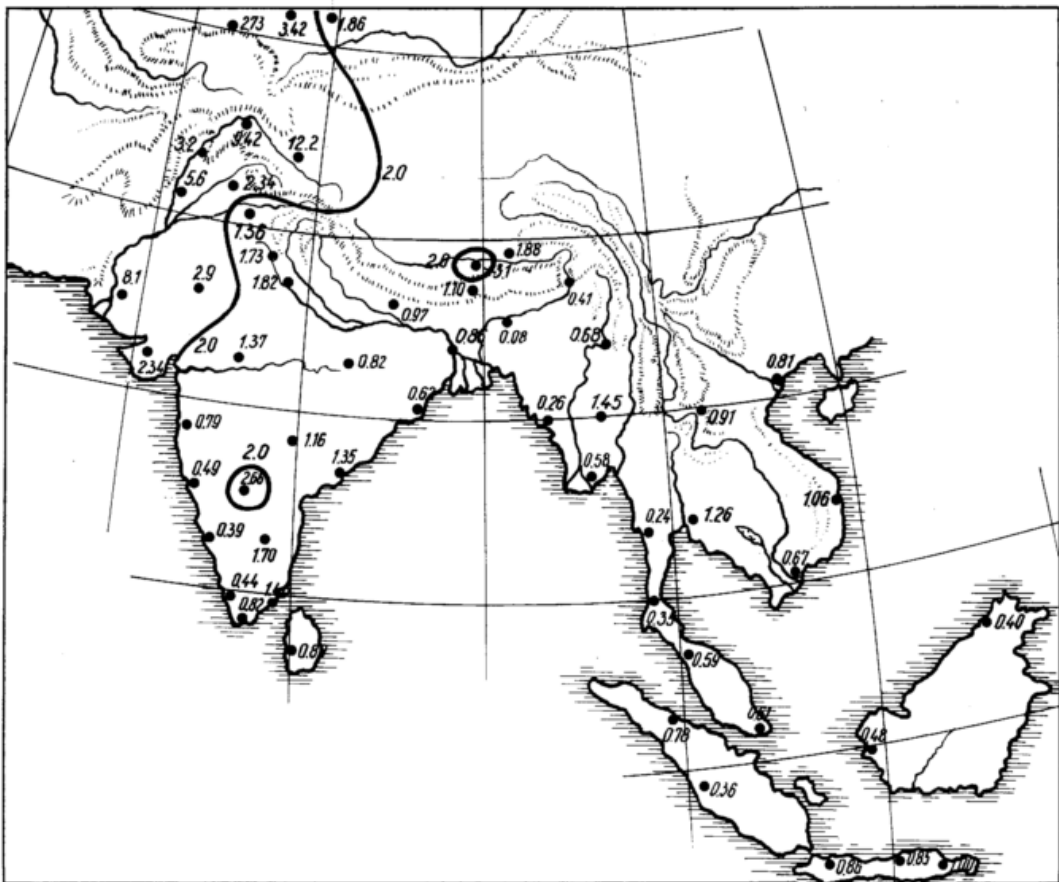


Abb. 35  
Die Verteilung des Verhältnisses der Jahressumme der an die  
Luft abgegebenen Wärmemenge zu der Jahressumme der  
Niederschläge  $\frac{\sum |L + V|}{\sum N}$  in Indien und Südasiens

### 5.6. Die Karten der natürlichen Verdunstung V

Die natürliche Verdunstung wird durch den Niederschlag und die Verdunstungskraft der Atmosphäre bestimmt. Die Karten der natürlichen Verdunstung sind in den Abbildungen 36 und 37 wiedergegeben. In den Wintermonaten sinkt diese Verdunstungskraft der Atmosphäre in den nördlich und höher gelegenen Gebieten mit negativer Strahlungsbilanz auf Null und

z. T. auf negative Werte, die physikalisch durch Reifablagerungen dargestellt werden. Südlich des Himalaya besteht, entsprechend den geringen Winterniederschlägen, eine Zone mit kleiner Verdunstung (um 25 mm/Mon). Auch in den Gebieten mit starken Niederschlägen am unteren Brahmaputra wird aber die Verdunstung nicht viel größer, da die im Winter zur Verfügung stehenden Wärmemengen nur gering sind. Allgemein

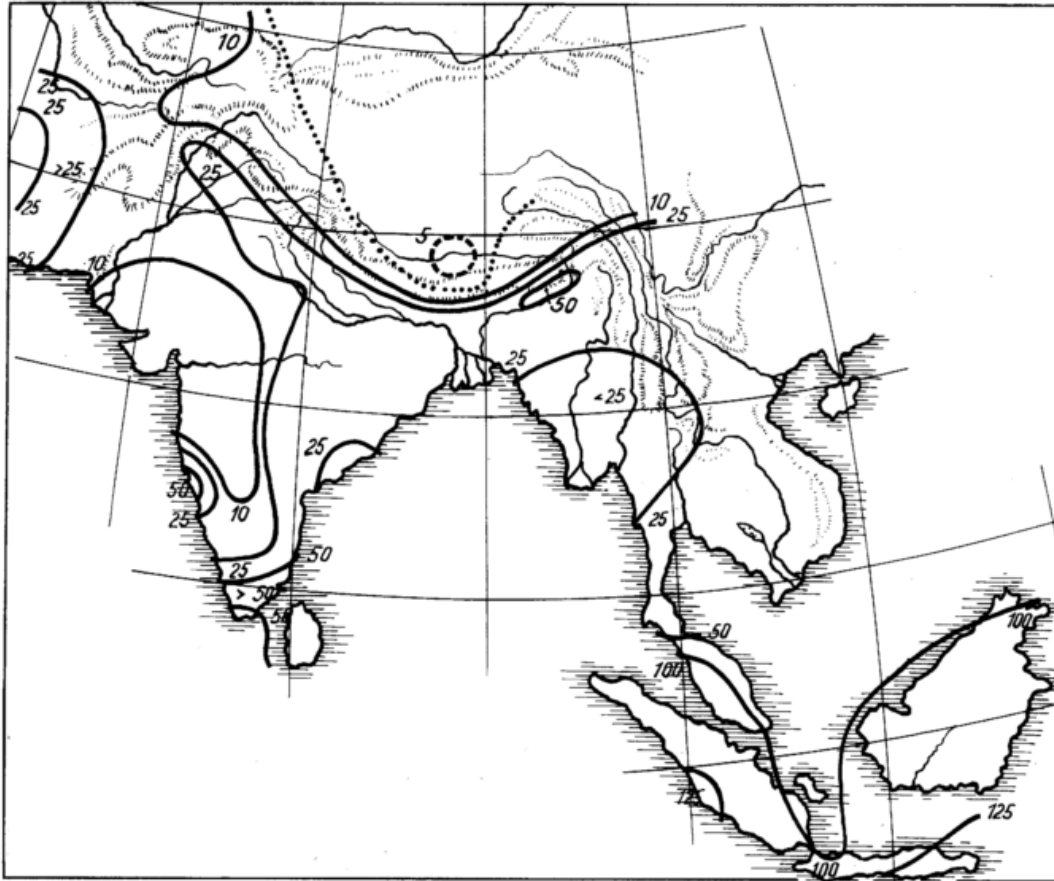


Abb. 36  
Die Verteilung der natürlichen Verdunstung V in mm/Mon  
in Indien und Südasiens im Februar

macht sich bis zum Februar nach Aufhören des Monsuns sowohl in Vorder- als auch in Hinterindien eine ausgeprägte Zone verringerter Verdunstung im Westen bemerkbar. Die Maximalwerte der Verdunstung liegen im Winter in den tropischen Gebieten Insulindes bei und über 100 mm/Mon. Sie werden an der Südspitze Vorderindiens nicht erreicht. Zur Zeit des Sommermonsuns liegt ein breites Gebiet großer Verdunstung von 100 mm/Mon quer über Vorder- und Hinterindien in etwa 20° N-Breite. Auch in Insulinde ist dann natürlich die Verdunstung groß und fast auf demselben Wert. Interessant ist es, daß die Gebiete größten Niederschlages um Cherrapunji, offenbar wegen der starken Wolkenbedeckung, im Sommermonsun nicht die höchsten Verdunstungswerte aufweisen.

### 5.7. Die Karten des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft

In den Abbildungen 38 und 39 sind die Karten des Wärmeumsatzes L wiedergegeben. Auf ihnen ist die Verteilung der Differenz der Wärmemengen

$$L = S - B - V$$

über das Kartengebiet eingezeichnet. In den Wintermonaten überwiegt in dem Gebiet nördlich des Himalaya die Wärmeabgabe aus der Luft an die Erdoberfläche. Entsprechend dem winterlichen geringen Sonnenstande bleibt die Wärmeabgabe des Bodens an die Luft auch südlich des Himalaya klein. Sie erreicht Werte von 5 kcal/cm<sup>2</sup> Mon in Vorderindien auf der Breite von Bombay und südlich davon. In den tropischen Gebieten, z. B. in Insulinde, übersteigt die monatlich an die Luft abgegebene Wärmemenge nur wenig den Wert von 1 kcal/cm<sup>2</sup> Mon, weil die Verdunstung ganz erhebliche Mengen an Wärme verbraucht. Die größte Wärmeabgabe des Bodens an die Luft findet in den Sommermonaten im oberen Indus- und Brahmaputratral statt. Sie übersteigt 8 kcal/cm<sup>2</sup> Mon. Ähnliche Werte werden in der Wüste Tarr erreicht. In der tibetanischen Hochwüste beträgt die Wärmeabgabe des Bodens an die Luft im Hochsommer nur 4 kcal/cm<sup>2</sup> Mon.

### 6. Überlegungen zum Wasserhaushalt

#### 6.1. Allgemeines

Eine Möglichkeit zur Kontrolle der hier behandelten Verdunstungsberechnungen geben die in der Literatur

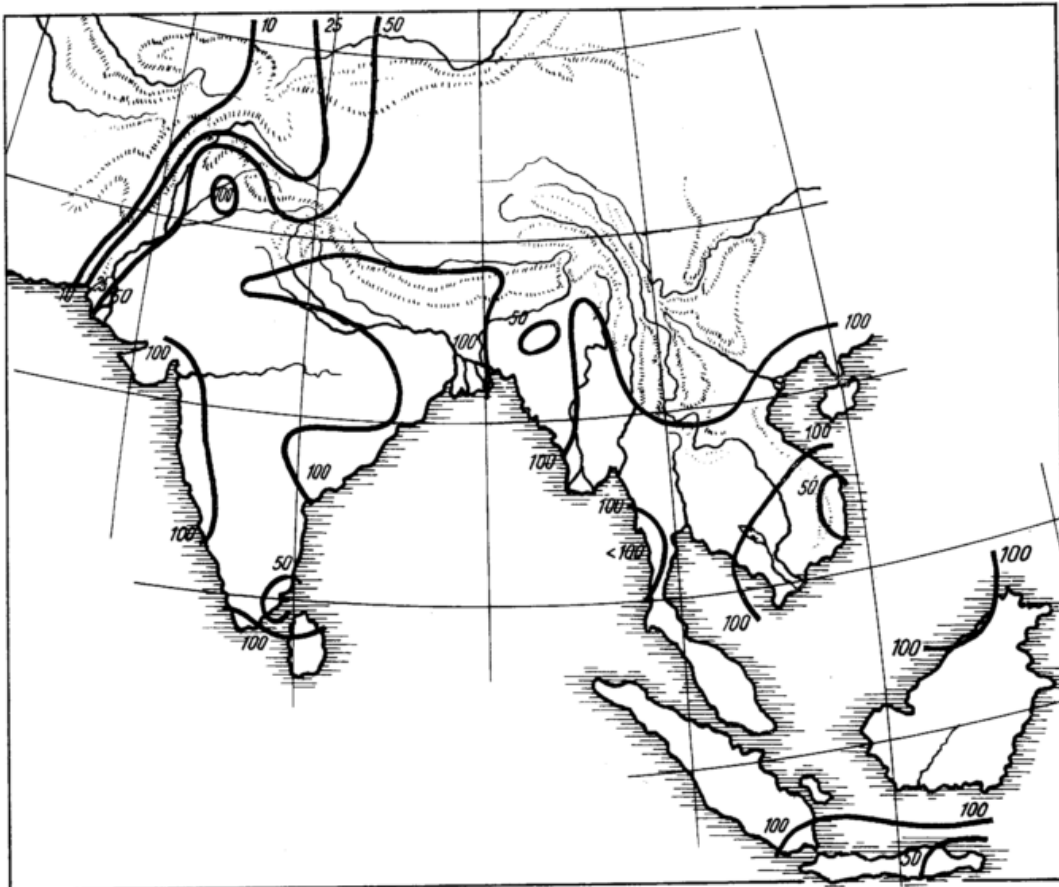


Abb. 37  
Die Verteilung der natürlichen Verdunstung V in mm/Mon  
in Indien und Südasiens im August

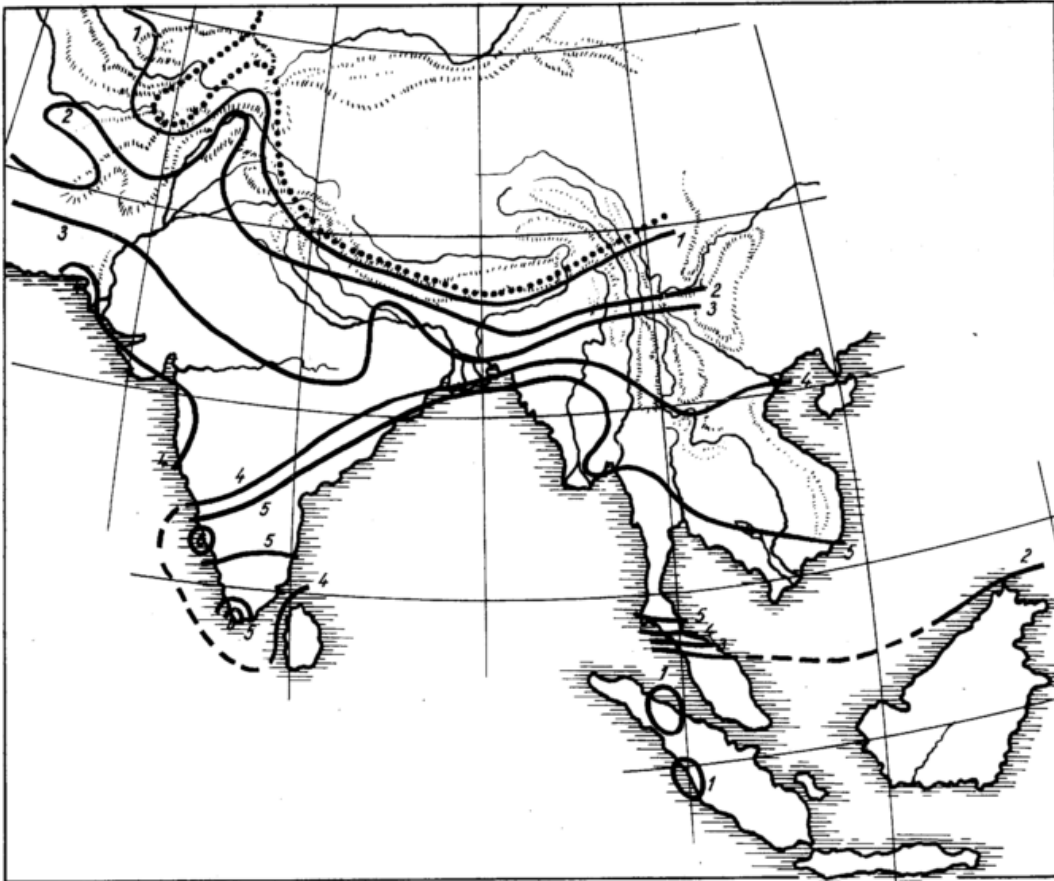


Abb. 38  
Die Verteilung des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft  
in kcal/cm<sup>2</sup>Mon in Indien und Südasiens im Februar

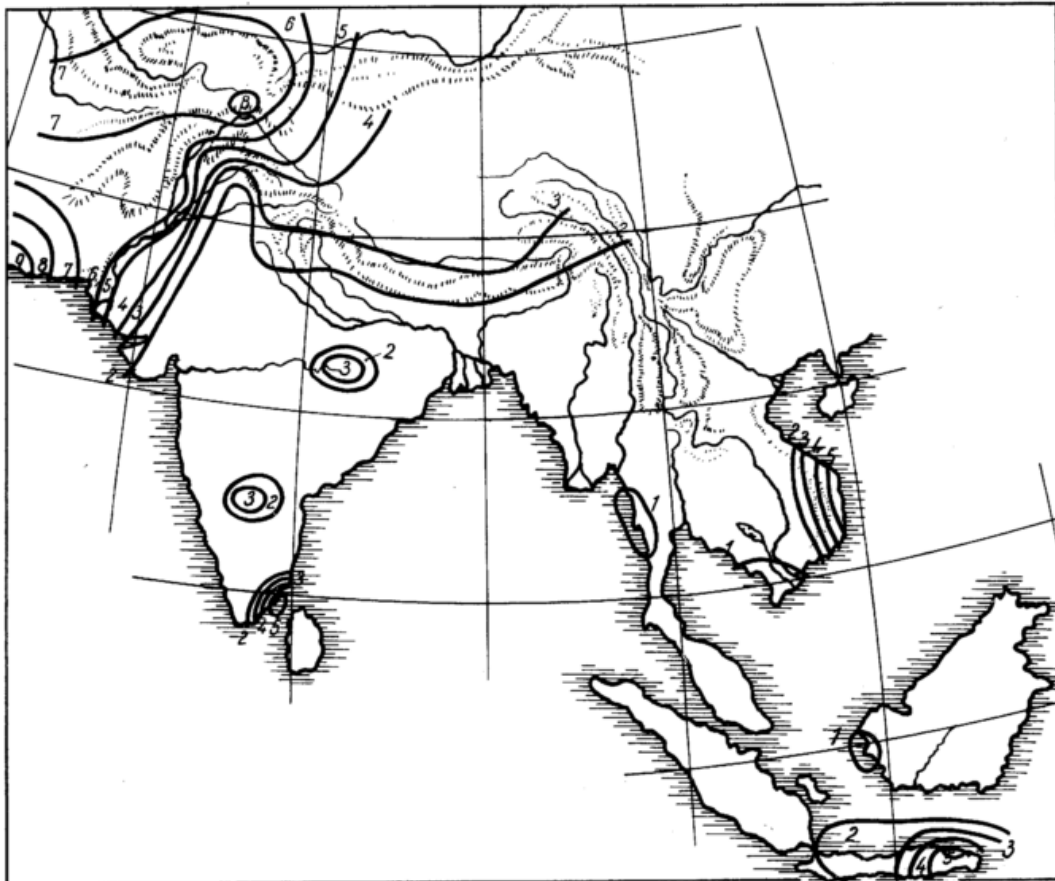


Abb. 39  
Die Verteilung des Wärmeumsatzes L zwischen Boden und Luft  
in kcal/cm<sup>2</sup>Mon in Indien und Südasiens im August



Es ist nun möglich, diese Karte für jedes Flußgebiet einzeln zu integrieren. In Abbildung 40 sind die Grenzen der Abflußgebiete des Amazonas, des Orinoko, des Parana, des San Franzisko und des Rio Negro eingezeichnet. Führt man die Integration über jedes der Flußgebiete durch, so erhält man als Differenz Jahresniederschlag minus Jahresverdunstung bzw. Abflußmenge an der Mündung die folgende Tabelle:

Tab. 11

Flußgebiet	(N-V) im ganzen Stromgebiet	Abflußmenge an der Mündung
Orinoko	12.400 m <sup>3</sup> /sec	10.000 m <sup>3</sup> /sec
Amazonas	130.000 m <sup>3</sup> /sec	110.000 m <sup>3</sup> /sec
San Franzisko	5.400 m <sup>3</sup> /sec	2.800 m <sup>3</sup> /sec
Parana	35.000 m <sup>3</sup> /sec	16.000 m <sup>3</sup> /sec

Die aus der Karte zu errechnenden Mengen Niederschlag minus Verdunstung (N-V) sind in der zweiten Spalte der Tabelle aufgeführt. Ihnen sind in der dritten Spalte die Abflußmengen an der Mündung gegenübergestellt. Diese letzteren sind durchwegs geringer als die aus Niederschlag minus Verdunstung errechneten Zahlen.

(Hierbei werden allerdings für den Orinoko in der Literatur verschiedene Abflußzahlen bis zu 12.000 m<sup>3</sup>/sec angegeben.)

Ein großer Unterschied zwischen den aus der Karte zu errechnenden Zahlen und den an der Mündung

beobachteten Abflußmengen besteht für den San Franzisko und den Parana. Wie die Abbildung 40 zeigt, fließen beide Flüsse teilweise durch Gebiete mit geringem Niederschlagsüberschuß. Der Unterschied beruht im wesentlichen auf der Tatsache, daß die Abflußmenge A, die an der Mündung eines Flusses beobachtet wird, sich zusammensetzt aus der Differenz des Flächenintegrals von Niederschlag minus Verdunstung (N-V) und der Verdunstung V<sub>F</sub>, die das Wasser des Flusses auf seinem Lauf erfährt. Es entsteht also die Gleichung

$$(N-V) - V_F = A.$$

V<sub>F</sub> wird besonders groß, wenn der Fluß Trockengebiete durchfließt. Dieser Effekt ist bei dem Parana dadurch gegeben, daß seine westlichen Nebenflüsse durch regenarme Gebiete fließen. Auch für den Rio Negro gelten diese Bedingungen. Er wurde aus diesem Grunde nicht in die Tabelle mit aufgenommen.

Als Prototyp für alle derartigen durch Trockengebiete fließenden Flüsse, die hierbei einen starken Wasserverlust erleiden, kann wohl der Nil in Afrika bezeichnet werden. Die Betrachtung des vollständigen Wasserhaushaltes eines Flusses, der durch Wüsten fließt, sei daher bis zur Behandlung dieses Stromes in Afrika zurückgestellt.

### 6.3. Der Wasserhaushalt von Afrika

In Afrika treten sowohl Fragen des Wasserhaushaltes von durch Wüsten fließenden Strömen als auch Fragen des Wasserhaushaltes großer Wasserflächen, wie sie

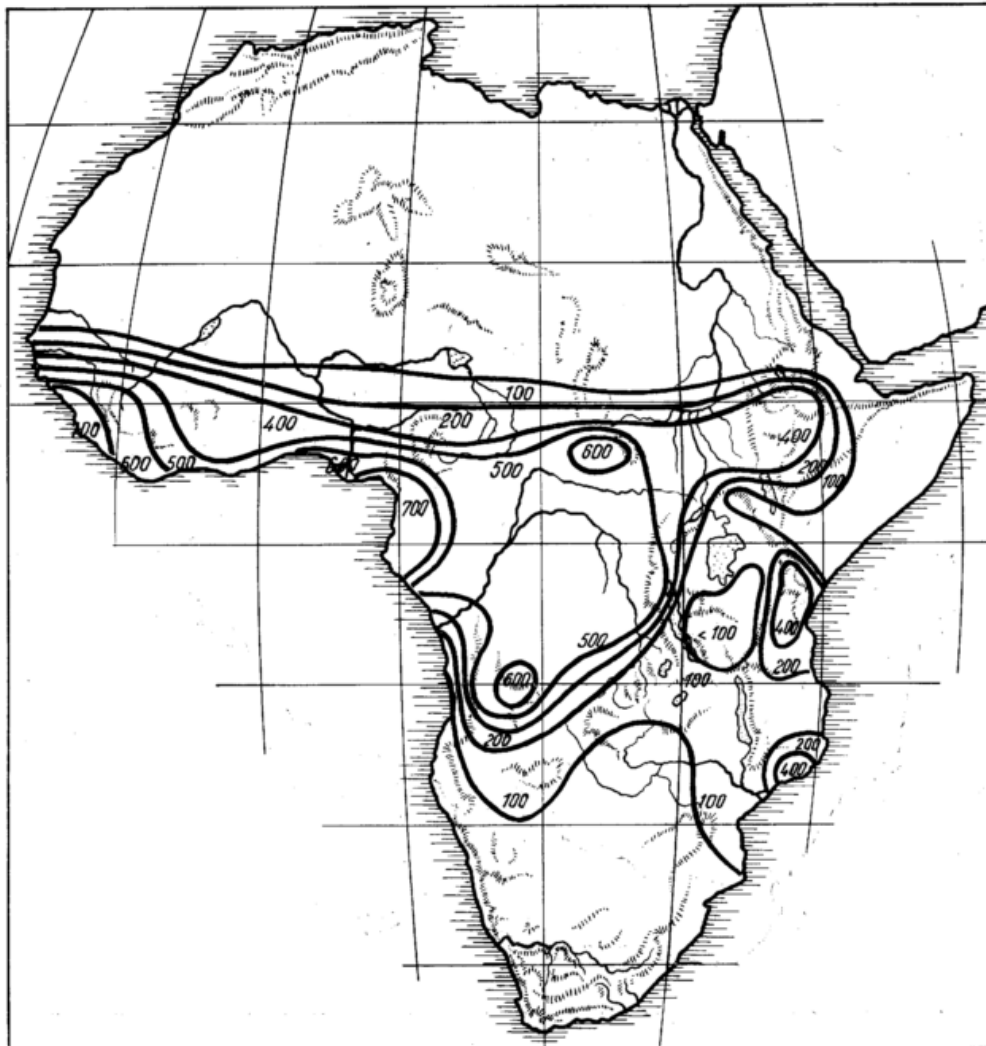


Abb. 41  
Niederschlag minus Verdunstung (N-V) in mm/Jahr  
in Afrika

die afrikanischen Seen bilden, neu auf. Die Behandlung solcher Fragen sei deshalb einer späteren zusammenfassenden Betrachtung vorbehalten. In dieser Arbeit wird in Abbildung 41 nur eine vorläufige Karte der Differenzen der Jahressummen von Niederschlag und natürlicher Verdunstung ( $N-V$ ) gegeben. Integriert man den Niederschlagsüberschuß über die natürliche Verdunstung auf dieser Karte für das Flußgebiet des Kongo, so erhält man für das ganze Jahr die Wassermenge von  $15.8 \times 10^{17}$  m<sup>3</sup>/Jahr. Dieser Wassermenge steht ein Abfluß an der Kongomündung nach der Gewässerkunde von Wundt (49) von 39 000 m<sup>3</sup>/sec gegen-

über. Umgerechnet auf das ganze Jahr entspricht dies einem Abfluß von  $12.2 \times 10^{17}$  m<sup>3</sup>/Jahr. Die Differenz zwischen Wasseraufnahme und Abflußmenge beträgt also für das Stromgebiet des Kongo 30% und liegt damit durchaus in der Größenordnung der in der Tabelle 11 genannten südamerikanischen Ströme.

#### 6.4. Der Wasserhaushalt von Vorderasien

Der Wasserhaushalt Vorderasiens ist gegenüber dem Afrikas und Südamerikas durch den Mangel einer größeren Zahl von großen Strömen ausgezeichnet. Eine Prüfung der hier behandelten Probleme des Wärme-

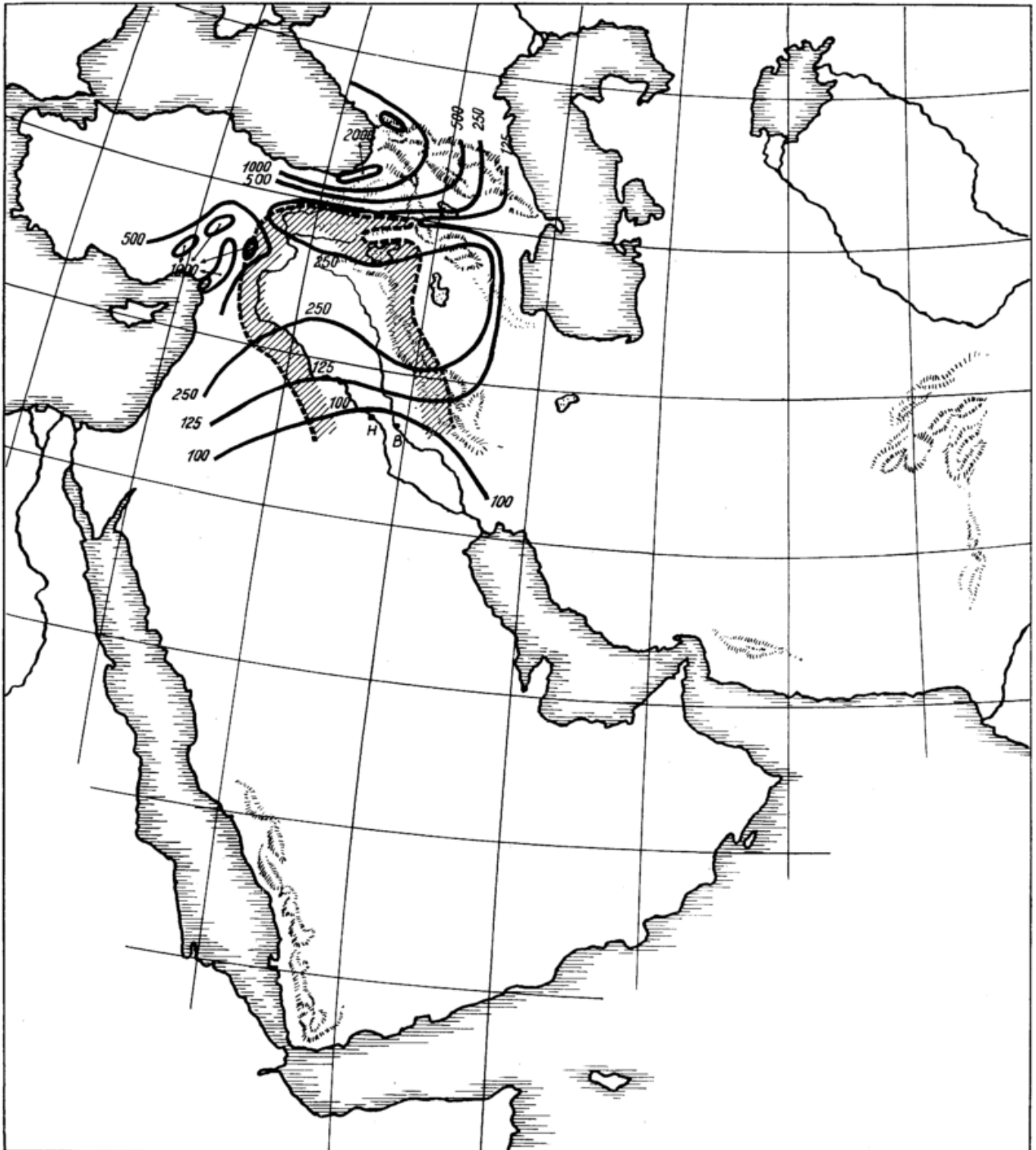


Abb. 42  
Niederschlag minus Verdunstung ( $N-V$ ) in mm/Jahr  
in Vorderasien

und Wasserhaushaltes kann nur an den Wasserhaushalt des Euphrat und Tigris angeschlossen werden.

Diese Ströme werden von dem armenischen Hochland mit Wasser gespeist, von dem außerdem noch der Aras, der zum Kaspischen Meer fließt, sein Wasser bezieht. Die Karte der Differenz Niederschlag minus Verdunstung ist in Abbildung 42 dargestellt. Die Isolinien sind in mm/Jahr gegeben. Man erkennt, daß sowohl der Euphrat als auch besonders der Tigris in ihrem Entstehungsgebiet nur von mäßigen Niederschlagsüberschüssen gespeist werden, während die Hauptmenge der Niederschlagsüberschüsse um die Küste des Schwarzen Meeres durch Küstenflüsse unmittelbar ins Meer geführt werden. Wegen des Eingreifens des Flußsystems des Aras, der nicht zum Euphrat und Tigris gehört, muß die Abgrenzung längs der Wasserscheide besonders genau durchgeführt werden. Man erhält dann den auf der Karte schraffiert markierten Raum. Durch Integration über dieses Gebiet erhält man dabei einen Niederschlagsüberschuß von  $7.1 \times 10^{16}$  cm<sup>3</sup>/Jahr. Für den Euphrat wurde bei Hit ein Abfluß von 710 m<sup>3</sup>/sec und für den Tigris bei Bagdad von 1350 m<sup>3</sup>/sec gemessen (49, 50). Dies ergibt umgerechnet  $6.5 \times 10^{16}$  m<sup>3</sup>/Jahr für beide Flüsse. Dies kann als Übereinstimmung der be-

rechneten mit der gemessenen Abflußmenge bezeichnet werden.

### 6.5. Der Wasserhaushalt von Indien

Das Kartengebiet wird von einer Reihe von Strömen durchflossen, deren an der Mündung ins Meer transportierte Wassermenge veröffentlicht sind. Es handelt sich um den Indus, Godamari, Krischna, Ganges, Brahmaputra, Irawadi und Mekong. Ein Blick auf die Verteilungskarte der Stationen für die die natürliche Verdunstung berechnet wurde, zeigt, daß diese Stationen nur ein sehr weit gespanntes Netz darstellen, in das die Jahressummen N-V in mm/Jahr kartennmäßig eingetragen werden müssen. In einer wirklich fruchtbaren Behandlung des Wasserhaushaltes auf der Grundlage eines Netzes der Jahreskarten von N-V ist vor allem ein wesentlich dichteres Niederschlagsnetz erforderlich. Die Karten der Abbildung 43 können nur versuchen, eine übersichtsmäßige Darstellung des Wasserhaushaltes wenigstens der fünf Ströme Indus, Ganges und Brahmaputra, Godawari und Krischna mit bzw. 6000, 15 000 und 17 000, 2 300, 2000 m<sup>3</sup>/sec Wasserführung an der Mündung zu geben. Eine eingehendere Behandlung gerade des Wasserhaushaltes Indiens muß einer späteren Zeit vorbehalten bleiben.

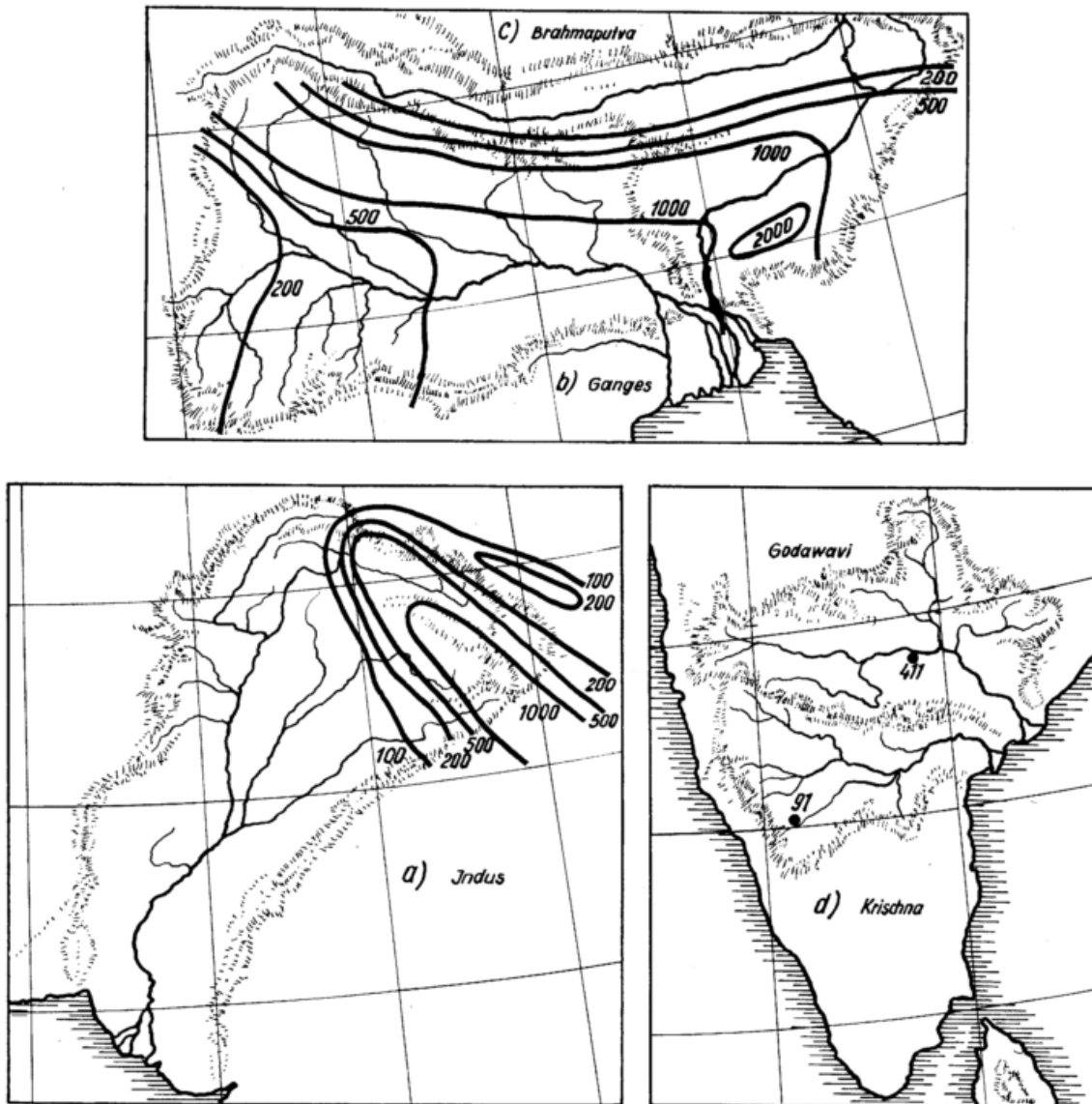


Abb. 43  
Niederschlag minus Verdunstung (N-V) in mm/Jahr  
in Indien und Südasien

**Literatur**

- (1) Albrecht, F.: Über die Wärme- und Wasserbilanz der Erde. *Ann. Meteor.* 2 (1949) S. 129 — 143.
- (2) Albrecht, F.: Monatskarten des Niederschlages, der Verdunstung und des Wasserhaushalts im Indischen und Stillen Ozean. *Ber. Dt. Wetterd. U.S.-Zone* Nr. 29 (1951).
- (3) Albrecht, F.: Untersuchungen über den Wärmeumsatz an der Meeresoberfläche und die Meeresströmungen im Indischen Ozean. *Geofis. pura e appl.* 39 (1958) S. 194 — 215.
- (4) Albrecht, F.: Jahreskarten des Wärme- und Wasserhaushalts der Ozeane. *Ber. Dt. Wetterd.* Nr. 66 (1960).
- (5) Albrecht, F.: Der jährliche Gang der Komponenten des Wärme- und Wasserhaushalts der Ozeane. *Ber. Dt. Wetterd.* Nr. 79 (1961).
- (6) Albrecht, F.: Establishment of a radiation network connected to ordinary weather stations and evaluation of their observations. *Geofis. pura e appl.* 29 (1954) S. 121.
- (7) Albrecht, F.: Intensität und Spektralverteilung der Globalstrahlung bei klarem Himmel. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.* B 3 (1951) S. 220.
- (8) Albrecht, F.: Methods of computing global radiation. *Geofis. pura e appl.* 32 (1955) S. 131.
- (9) Albrecht, F.: Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. *Wiss. Abh. Reichsanst. für Wetterd.* 8 (1940) Nr. 2.
- (10) Wüst, G.: Wasserdampf und Niederschlag auf dem Meere als Glieder des Wasserkreislaufs. *Dt. hydrogr. Z.* 3 (1950) S. 111 — 122.
- (11) Albrecht, F.: Die Methoden zur Bestimmung der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.* B 2 (1950) S. 1.
- (12) Albrecht, F.: Die Berechnung der natürlichen Verdunstung (Evapotranspiration) der Erdoberfläche aus klimatologischen Daten. *Ber. Dt. Wetterdienst.* Nr. 83 (1962).
- (13) Ashbel, D.: New world maps of global solar radiation during IGY (1957—1958). Jerusalem 1961.
- (14) Ångström, A.: Nächtliche effektive Ausstrahlung nach der korrigierten Formel. In: *Linkes Meteorologisches Taschenbuch*. Neue Ausgabe Bd. 3, S. 35. Leipzig 1957.
- (15) Vgl. z. B. Boerema, J.: Observations made at the Royal Magn. and Meteor. Obs. at Batavia. 34 (1921), 35 (1922), 36 (1923).
- (16) l. c. (9) S. 44.
- (17) l. c. (9) S. 66.
- (18) Albrecht, F.: Über den Zusammenhang zwischen täglichem Temperaturgang und Strahlungshaushalt. *Gerlands Beitr. Geophys.* 25 (1930) S. 1.
- (19) Knoch, K.: *Klimakunde von Südamerika*. Berlin 1930.
- (20) Serra, A.: *Atlas climatológico do Brasil*. Volume I — III. Rio de Janeiro 1955, 1956, 1960.
- (21) *Estadísticas climatológicas 1941 — 1950*. Publ. Serv. Meteor. Nac., Buenos Aires, B 1 Nr. 3 (1958).
- (22) *Atlas climatológico provisional. Periodo 1951—1955*. Maracay 1961.
- (23) Meteorological Office: *Tables of temperature, relative humidity and precipitation for the world. Part IV, Africa*. London 1958.
- (24) *Climatological Tables for Nyasaland*. 1960.
- (25) *Climate of South Africa. Pt. 1, Climate statistics*. Pretoria 1954.
- (26) *Climatological Normals for Egypt*. Cairo 1950.
- (27) *Climatological Normals for Egypt, Sudan, Cyprus, and Palestine*. Cairo 1930.
- (28) *Annales de Services Meteorologiques de la France d'Outre-Mer., I, Territoires français de l'Afrique noir*. Année 1956.
- (29) Köppen, W.: *Grundriß der Klimakunde*. Berlin 1931.
- (30) *Quarterly radiation bulletin*. Weather Bureau Pretoria/South Africa. 1954 ff.
- (31) Haude, W.: Verdunstung und Strahlungsbilanz in einem warmen Trockenklima. *Meteor. Rdsch.* 12 (1959) S. 11.
- (32) Albrecht, F. u. Bosse, P.: *Ergebnisse von Dr. Haudes Beobachtungen in der Gobi. Sini-Svedish Expedition* Publ. 14, 9 *Meteorology*, 2, Stockholm 1941.
- (33) Dupont G. u. Schüepp, W.: *Le rayonnement solaire à Léopoldville (Congo Belge)*. Publ. Serv. Météor. Congo Belge Nr. 3 (1954).
- (34) *Klimatolojik normal degerler*. Ankara 1960.
- (35) *Climatological Atlas of Iraq*. Baghdad 1962.
- (36) *Bulletin mensuel*. Ksara/Liban. 1938 — 1950.
- (37) *Monthly bulletin of the Observatory Beirut*. American University of Beirut. 1940 — 1949.
- (38) Ganji, M. H.: *The climates of Iran*. *Bull. Soc. Géogr. d'Égypte* 28 (1955) S. 195 — 229.
- (39) *Memoirs of the India Meteor. Departm.* 17 (1904); 22 (1913 — 1914) S. 1 — 3; 27 (1949) S. 5.
- (40) Köppen, W.: *Klimakunde von Rußland*. *Handbuch der Klimatologie*, Bd. 3, Teil N. Berlin 1939.
- (41) *India Meteor. Departm.: Climatological tables of observatories in India*. Delhi 1953.
- (42) Stenz, E.: *Precipitation, evaporation, and aridity in Afghanistan*. *Acta geophys. Pol.* 5 (1957) S. 245—266.
- (43) Meteorological Office: *Tables of temperature, relative humidity and precipitation for the world. Pt. V, Asia*. London 1958.
- (44) Rathjens, C. u. a.: *Zur Klimakunde Südwestarabiens*. Einzelveröff. Dt. Wetterd. Seewetteramt Nr. 11 (1956).
- (45) Köppen, W.: *Grundriß der Klimakunde*. Berlin 1931.
- (46) Bauer, A.: *Luftzirkulation und Niederschlagsverhältnisse in Vorderasien*. Leipzig 1935.
- (47) Braak, C.: *Het Klimaat van Nederlandsch-Indie*. *Verh. Obs. Batavia* Nr. 8 (1923 — 1929).
- (48) Flohn, H.: *Beiträge zur Klimakunde von Hochasien*. *Erdkunde* 12 (1958) S. 294 — 308.
- (49) Wundt, W.: *Gewässerkunde*. Berlin 1953.
- (50) Keller, R.: *Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes*. Berlin 1961.