

Deutsches Reich
Reichsamt für Wetterdienst

Wissenschaftliche Abhandlungen
Band VIII

Nr. 2

Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche
in verschiedenen Klimagebieten

von

Fritz Albrecht

1940

Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH

Deutsches Reich
Reichsamt für Wetterdienst

Wissenschaftliche Abhandlungen
Band VIII

Nr. 2

Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche
in verschiedenen Klimagebieten

von

Fritz Albrecht

ISBN 978-3-662-42261-8
DOI 10.1007/978-3-662-42530-5

ISBN 978-3-662-42530-5 (eBook)

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	3
I. Die Komponenten des Wärmehaushaltes und ihre Bestimmung aus den Daten der meteorologischen Beobachtungsstationen	3
1. Allgemeines	3
2. Der Strahlungsumsatz der Erdoberfläche	4
a) Die Wärmeaufnahme von Sonnen- + Himmelsstrahlung	4
b) Der Wärmeumsatz der dunklen Strahlung an der Erdoberfläche	8
3. Der Wärmeumsatz im Erdboden	9
4. Der Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Luft und bei der Verdunstung	9
II. Der jährliche Wärmehaushalt von Wasserflächen	12
1. Der Wärmehaushalt des Atlantischen Ozeans bei den Scilly-Inseln	12
2. Der Wärmehaushalt des Atlantischen Ozeans bei den Shetland-Inseln	17
3. Der Wärmehaushalt des Indischen Ozeans bei Discovery Oostbank	19
4. Der Wärmehaushalt des Golfstromes bei Key West in der Floridastraße	21
5. Der Wärmehaushalt des Nordpolarmeeres nördlich von Sibirien während der Maud-Expedition 1923/24	26
6. Der Wärmehaushalt des Sakrower Sees bei Potsdam im Jahre 1927 als Beispiel eines Binnengewässers in Norddeutschland	29
7. Zusammenfassende Betrachtungen über Verdunstung und Niederschlag an den hier behandelten Meeresstationen	36
III. Der Wärmehaushalt von Festlandsstationen	36
1. Der Wärmehaushalt am Meteorologischen Observatorium Potsdam im Jahre 1903	36
a) Der tägliche Gang des Wärmehaushaltes im Januar und Juni 1903	36
b) Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes im Jahre 1903	41
2. Der Wärmehaushalt am Observatorium Sodankylä im Jahre 1916/17	46
a) Der Wärmehaushalt der Dekade vom 27. Juni bis 6. Juli 1916	46
b) Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes 1916/17	50
3. Der jährliche Wärmehaushalt von Irkutsk im Jahre 1889	54
4. Der Wärmehaushalt der östlichen Gobi 1931/32 im täglichen und im jährlichen Gang	56
5. Der Wärmehaushalt von Batavia im Jahre 1922	63
a) Der tägliche Gang des Wärmehaushaltes in der Regenzeit (Dezember 1921)	67
b) Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes 1922	69
6. Der Wärmehaushalt der Grönlandstation Eismitte	71
IV. Folgerungen und Ergebnisse	74
1. Die bei den einzelnen Stationen notwendigen Ergänzungen und die Genauigkeit der Rechnungen	74
2. Die Beobachtungselemente einer klimatologischen Wärmehaushaltsstation für die Meeresoberfläche	75
3. Die Beobachtungselemente einer klimatologischen Wärmehaushaltsstation des Festlandes	75
4. Zusammenstellung der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit	77

Verzeichnis der Tafeln:

	Seite
Tafel I. Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes des Meeres bei den Scilly-Inseln, bei Lervick und bei Discovery Oostbank	12
Tafel II. Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes des Golfstromes bei Key West, des Polar-meeres während der „Maud“-Expedition und des Sakrower Sees bei Potsdam	22
Tafel III. Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes in Potsdam, Sodankylä, Irkutsk, Ikengüng, Batavia und Eismitte	44
Tafel IV. Der tägliche Gang des Wärmehaushaltes im Januar und Juni in Potsdam, im Juni/Juli in Sodankylä, im Mai, Juni, Dezember und Jahresmittel in der Gobi und im Dezember in Batavia	49

Einleitung.

Die Tatsache, daß der Wärmehaushalt der Erdoberfläche eigentlich zum Verständnis aller lokalen Einflüsse auf die meteorologischen Vorgänge von größter Wichtigkeit ist und somit als ein hervorragender Faktor der Klimabildung angesprochen werden muß, ist unbestritten. Lediglich die Schwierigkeit einer einfachen und einwandfreien Meßmethodik für seine Komponenten hat die Einbeziehung von Wärmehaushaltsbetrachtungen in klimatologische Untersuchungen bisher fast unmöglich gemacht. Das Material, das früher über derartige Untersuchungen veröffentlicht wurde, umfaßt in den seltensten Fällen mehr als eine Reihe von einigen hintereinander liegenden Tagen.

Solche Betrachtungen konnten bisher also nur an stichprobenartige Messungen geknüpft werden. Erst nachdem seit zehn Jahren die Meßgeräte des Strahlungsumsatzes an der Erdoberfläche und des Wärmeumsatzes im Boden, die zum Teil in Potsdam entwickelt wurden, ihre Brauchbarkeit unter den verschiedenen Beobachtungsmöglichkeiten erweisen konnten, wird es möglich, Untersuchungen des Wärmehaushaltes eines Punktes der Erdoberfläche über größere Zeiträume auszudehnen und so dem jährlichen Gang dieser Größe nahe zu kommen.

Diese Ausweitung des Meßmaterials gibt naturgemäß einen immer tieferen Einblick in die Komponenten des Wärmehaushaltes und damit des Zusammenhanges des Strahlungsumsatzes der Erdoberfläche, des Wärmeumsatzes im Boden, des Wärmeumsatzes zwischen Boden und Luft und der bei der Verdunstung verbrauchten Wärmemenge einerseits mit den in der meteorologischen und klimatologischen Praxis fast ausschließlich beobachteten und dauernd veröffentlichten Daten der Temperaturen von Luft und Boden, der Luftfeuchtigkeit, der Sonnenscheindauer und der Bewölkung, des Niederschlages usw. andererseits. Tatsächlich ist es das Ziel einer jeden Untersuchung des Wärmehaushaltes, derartige Beziehungen festzustellen, wie es andererseits schon von Beginn solcher Untersuchungen an zu hoffen war, daß sich aus den bereits vorhandenen langen Reihen der Beobachtungen an den meteorologischen Observatorien einmal der Wärmehaushalt bestimmen lassen würde, wenn erst die nötigen Erkenntnisse über den Zusammenhang der klimatologischen Daten mit dem Wärmehaushalt gewonnen sein würden.

Dieses Ziel wurde in der vorliegenden Arbeit zu erreichen versucht. Es konnte erst mit Aussicht auf Erfolg angestrebt werden, nachdem sowohl in arktischen Gebieten als auch in mittleren Breiten und in einer Tropenstation vollständige Messungen wenigstens über eine Reihe von täglichen Gängen des Wärmehaushaltes vorlagen und nachdem sowohl für Potsdam als auch für eine Station Dr. Haudes in der Wüste Gobi auch jährliche Gänge des Wärmehaushaltes experimentell bestimmt waren bzw. berechnet waren. Ohne diese Erfahrungen hätte sich, wie sich im Verlauf dieser Untersuchung zeigen wird, eine Durchführung dieser Rechnungen kaum zu Wege bringen lassen. Andererseits zeigen auch diese Untersuchungen, daß das bisher gesammelte Material nur den ersten Anforderungen genügt, und nun erst recht der fortlaufenden Ergänzung und Vertiefung bedarf, wenn es seine Aufgabe als unerläßliche dauernde experimentelle Kontrolle aller Wärmehaushaltsrechnungen aus den klimatologischen Daten erfüllen soll.

I. Die Komponenten des Wärmehaushaltes und ihre Bestimmung aus den Daten der meteorologischen Beobachtungsstationen.

1. Allgemeines.

Die Auslösung von bestimmten Änderungen des Wärmegehaltes der Erdoberfläche wird durch die Sonnen- und Himmelsstrahlung veranlaßt, die diese Oberfläche trifft. Bildet in Abb. 1 a E—E die Erdoberfläche und fällt eine dem Strahlungsumsatz S entsprechende Wärmemenge auf sie, so wird ein Teil B dieser Wärme zu einer Erwärmung der Erdoberfläche und des Bodens dienen, ein zweiter Teil L wird von der Erd-

oberfläche an die Luft abgegeben werden, ein dritter (V) wird zur Verdunstung von Wasser entweder unmittelbar aus der Erdoberfläche oder aus den Pflanzen dienen, die sie bedecken.

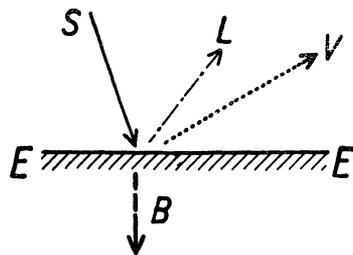


Abb. 1a) bei Tage.

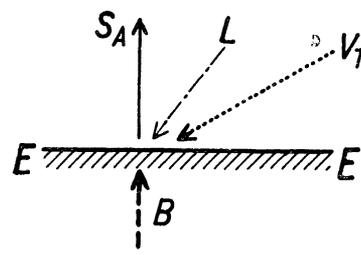


Abb. 1b) bei Nacht.

Die Komponenten des Wärmehaushaltes der Erdoberfläche.

Es besteht also die bekannte Gleichung (1)¹⁾

$$S = B + L + V, \quad (1)$$

die als „Wärmehaushaltsgleichung“ zu bezeichnen ist. Je nach der Form der Erdoberfläche, über der die Vorgänge untersucht werden sollen, kann diese Gleichung noch einigen Modifikationen unterliegen. Eine solche Abwandlung findet schon in der Nacht statt (Abb. 1b). Wenn nämlich S infolge des Überwiegens der Ausstrahlung sein Vorzeichen umkehrt und der dann entstehende Wärmestrom durch Ausstrahlung S_A von der Bodenoberfläche aus im wesentlichen durch eine Wärmeabgabe des Bodens und Wärmezufuhr aus der Luft aufrecht erhalten wird. Auch die Verdunstung kann hierbei ihr Vorzeichen umkehren und zur Wärmezufuhr V_T an die Erdoberfläche durch Taubildung beitragen. Andere Abwandlungen der Grundgleichung treten ein, wenn die Pflanzenbedeckung der Erdoberfläche besonders stark ist. Dann muß man gewöhnlich zwei verschiedene Oberflächen als bestimmend für den Wärmeumsatz annehmen. Nämlich außer der eigentlichen Oberfläche noch die Oberfläche der Pflanzendecke. Es ist dann:

$$S = B + P + L + V, \quad (1a)$$

wobei P die in der Pflanzendecke umgesetzte Wärmemenge bedeutet.

Hat man als Bodenoberfläche überhaupt keine „Erde“ sondern Wasser, Eis oder Schnee, so fällt naturgemäß die Möglichkeit zu einer Pflanzenbedeckung, also die Ausbildung einer Größe P fort, dafür aber tritt bei Schnee und Eis zu gewissen Zeiten ein Schmelzeffekt in der Oberfläche ein, der eine mehr oder minder große Wärmemenge verbrauchen kann. Es ist dann:

$$S = E + E_T + L + V, \quad (1b)$$

wenn man mit E die im Eis oder Schnee und mit E_T die beim Tauen verbrauchte Wärmemenge bezeichnet. Bei den letzteren Oberflächen muß auch darauf Rücksicht genommen werden, daß die Strahlungsbilanz wegen des Eindringens der kurzwelligigen Strahlung in das Innere der Oberfläche nicht allein an ihr angreift, sondern eine gewisse Tiefenwirkung ausübt. Die Erwärmung der durchsichtigen Oberfläche und die Temperaturmessungen an ihr gibt also noch kein vollständiges Bild der gesamten Wärmeaufnahme, da die Oberfläche durch die stets unmittelbar an ihr angreifende Ausstrahlung erheblich gekühlt werden kann. Es sind also auch in diesem Falle wieder zwei verschiedene Wirkungsschichten zu unterscheiden.

Bei der Aufstellung von mittleren Tagesgängen aus Monatsmitteln und von Jahresbilanzen ist es im allgemeinen nicht nötig, allzu tief in diese physikalischen Einzelheiten des Wärmeaustausches an der Oberfläche einzugehen. Es genügt hier im allgemeinen die Kenntnis der Größe des Strahlungsumsatzes in seiner Gesamtheit, um die übrigen Komponenten des Wärmehaushaltes zu bestimmen. Allerdings ist gerade bei der Berechnung des Strahlungsumsatzes selbst mitunter eine genaue Beachtung der Einzelheiten erforderlich.

2. Der Strahlungsumsatz der Erdoberfläche.

a) Die Wärmeaufnahme aus Sonnen- + Himmelsstrahlung.

Als Strahlungsumsatz (oder auch Strahlungsbilanz) der Erdoberfläche wird die Wärmemenge bezeichnet, die tatsächlich von der Erdoberfläche aufgenommen wird und in den Wärmehaushalt derselben eingeht. Diese Größe ist definiert durch den Ausdruck (2):

1) Die Zahlen beziehen sich auf das Schrifttumverzeichnis am Ende der Arbeit (S. 81).

$$S = (1-\alpha) (J + D) + (1-\beta) \cdot G - (1-\beta) \sigma \vartheta_B^4. \quad (2)$$

Hierin bedeutet $J + D$ die Intensität der Sonnen- + Himmelsstrahlung, α die effektive Albedo für eine Strahlung von der spektralen Zusammensetzung der Sonnen- + Himmelsstrahlung, β die Albedo für die Wärmestrahlung, G die Gegenstrahlung der Atmosphäre, σ die Strahlungskonstante des Stefan-Boltzmannschen Gesetzes und ϑ_B die effektive Temperatur der Erdoberfläche (vgl. Abb. 2).

Die Intensität der Sonnen- + Himmelsstrahlung kann zunächst unmittelbar durch Messungen bestimmt werden. Hierfür eignen sich als bei richtiger Handhabung ziemlich einwandfreie Instrumente die Pyranometer mit elektrischen Anzeige- bzw. Aufzeichnungsgeräten, vor allem das Ångströmsche Pyranometer und das Solarimeter von Moll-Gorczinsky. Für klimatologische Zwecke reicht bei richtiger Wartung und häufigem Vergleich mit einem Solarimeter auch das Robitzsche Pyranometer mit seiner für den Dauerbetrieb außerordentlich bequemen mechanischen Aufzeichnung aus.

Liegen für eine Station keine unmittelbaren Messungen der Sonnen- + Himmelsstrahlung vor, was bei der Auswertung von früher veröffentlichtem meteorologischen Material gewöhnlich der Fall ist, so ist man auf die Berechnung dieser Größe angewiesen. Die schon ziemlich zahlreichen Beobachtungen der Sonnen- + Himmelsstrahlung an verschiedenen Orten ermöglichten nämlich die Aufstellung von Formeln für die die Erdoberfläche erreichende Gesamtstrahlung.

Als erster stellte Ångström die Formel auf:

$$J + D = (J + D)_o [\eta + (1 - \eta) s/S] = (J + D)_o (1 - (1 - \eta) w). \quad (3)$$

Hierin bedeutet s/S die relative Sonnenscheindauer, w die beobachtete mittlere Bewölkung. Die hier als gültig angenommene Voraussetzung, daß die Gleichung erfüllt ist:

$$w = 1 - s/S$$

muß von Fall zu Fall geprüft werden. Gegebenenfalls sind entsprechende Reduktionen einzusetzen. η bedeutet eine Konstante und $(J + D)_o$ die mittlere bei wolkenlosem Himmel gefundene Strahlungsintensität für die Strahlung von Sonne + Himmel. Für den Faktor η fand Ångström (3) den Wert 0,235, Kimball (4) den Wert 0,22, Lunelund (5) in Helsingfors den Wert 0,263, Mosby (6) im Nordpolarmeer den Wert 0,54 und Keränen und Lunelund (7) in Sodankylä in finnisch Lappland den Wert 0,360. Diese der Dichte der Bewölkung gegenläufige Größe wird also mit zunehmender geographischer Breite erheblich größer. Sie scheint nach dem geringen bisher vorliegenden Material in niederen Breiten nicht sonderlich kleiner zu werden als in mittleren.

Die Intensität der Strahlung bei wolkenlosem Himmel wurde hierbei gewöhnlich in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe für jede Station und jeden Monat gesondert angegeben. Mosby gab für sie aus seinen Untersuchungen im Nordpolarmeer die Formel:

$$(J + D)_o = 0,0273 \cdot h_\odot \text{ [cal/cm}^2 \text{ min]} \quad (4a)$$

Für bisher mit ähnlichen Meßgeräten untersuchten Stationen fand Albrecht (8) eine deutliche Erfüllung der Formel:

$$(J + D)_o = a \cdot \sin h_\odot \left(b - \frac{1}{\sqrt{\sin h_\odot}} \right) \text{ [cal/cm}^2 \text{ min]} \quad (4b)$$

Die Werte von a und b wurden für die verschiedenen Stationen je nach der Meereshöhe und dem Wasserdampfgehalt verschieden bestimmt. Sie sind in der folgenden Tab. 1 für mittlere Sonneneinstrahlung wiedergegeben:

Tabelle 1. Die Konstanten a und b .

Station	Dampfdruck in mm Hg	a	b	Höhe über NN m
Potsdam	7,5	0,32	5,5	80
Potsdam	3,0	0,32	5,8	80
Idi in Sumatra	20,0	0,34	5,0	7
Edsengol (Gobi)	2,1	0,31	6,8	1050
Edsengol (Gobi)	1,1	0,32	7,4	1050
Ikengüng (Gobi)	6,5	0,32	6,0	1500
„Maud“ 73° N.	3,0	0,32	6,7	8
Helsinki	6,0	0,32	5,6	(10)

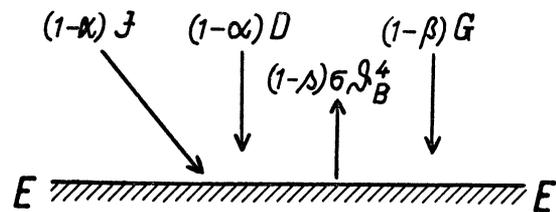


Abb. 2. Die Komponenten des Strahlungsumsatzes an der Erdoberfläche.

Für alle Stationen in nicht zu weit von der Meereshöhe ab liegenden Höhen (also in der vorliegenden Tabelle die beiden Wüstenstationen), lassen sich diese Konstanten zusammenfassen in die Formel:

$$(J + D)_0 = (1,75 \sin h_{\odot} - 0,0054 e - 0,30 \sqrt{\sin h_{\odot}}) (1 + \alpha\gamma) \text{ [cal/cm}^2 \text{ min]} \quad (4)$$

In ihr bedeutet e den Wasserdampfdruck der Atmosphäre, α die Albedo der Erdoberfläche und γ das Rückstrahlungsvermögen der klaren Atmosphäre nach unten. Für den gewöhnlichen Trübungszustand der Atmosphäre in Meereshöhe wurde $\gamma = 37\%$ gemessen.

Die Albedo der Erdoberfläche ist in der letzten Formel (4) nur von Bedeutung als Zusatzglied. Für den Strahlungsumsatz an der Erdoberfläche (2) hat sie dagegen entscheidende Bedeutung. Für die Albedo liegen bisher nur einige Meßreihen vor. Grundsätzlich lassen sie sich scheiden in Messungen, die unmittelbar über der Erdoberfläche gewonnen wurden und solche, die in einer größeren Höhe über der Erdoberfläche vom Flugzeug aus bestimmt wurden. Die letztere Beobachtungsmethode scheint stets geringere Werte als die erste zu liefern. Im einzelnen ergaben sich die folgenden Albedowerte:

Tabelle 2. Die Albedo nach Messungen von Ångström (9), Lunelund (10) und Büttner (11).

Ångström und Lunelund 2 m über dem Boden		Büttner im Flugzeug 100—700 m über Grund	
Beschaffenheit der Erdoberfläche	Albedo, %	Beschaffenheit der Erdoberfläche	Albedo, %
Ackerboden	16	Wiesen, Weiden, Felder	14
Feld mit frischem Gras	25	Heide	10
Feld mit trockenem, hohem Gras	31	Heller Laub- und Mischwald	9
Felder mit nassem Gras nach Regen	22	Nadelwald	7
Heidekraut	18	Sehr dunkler ausgedehnter Mischwald	4,5
Spitzen von Eichen	18	Heller Dünensand, Brandung	26—63
Spitzen von Kiefern	14	Wasser (Nordsee)	9
Spitzen von Fichten	10	Geschlossene, sonnenbestrahlte Wolkendecke	60
Graue Sandfläche	12—26		
Granitfelsen, teilweise mit Flechten bedeckt	12—18		
Ältere Schneedecke	42—70		
Frische Schneedecke	81—85		
Trockener Sand	18		
Nasser Sand	9		

Die Büttnerschen Zahlen geben nur etwa die Hälfte der unmittelbar über dem Boden gemessenen Werte. Die Tatsache, daß das gegenseitige Verhältnis der verschiedenen Albedozahlen meist gewahrt blieb, zeigt, daß beiden Albedobestimmungen ihr eigener, gesonderter Wert zukommt. Der Unterschied ist zu einem Teil offenbar darauf zurückzuführen, daß durch die Extinktion der vom Boden zurückgeworfenen Strahlungsmenge in der Luft zwischen Flugzeug und Erde bei flachen Einstrahlungswinkeln ein erheblicher Verlust entsteht. Zum andern Teil aber wirkt an der Entstehung des Unterschiedes mit, daß in die Messung vom Flugzeug aus das Integral über größere Teile der Erdoberfläche eingeht und so vom Flugzeug aus notwendigerweise auch die Schattenpartien mit erfaßt werden, die durch Bodenunebenheiten und strichweise Änderungen der Bewachsungsform entstehen, während die Messungen über dem Boden in 2 m Höhe naturgemäß unter Vermeidung von zufälligen Schattenpartien über möglichst ebenen Teilen des Geländes ausgeführt werden. Praktisch dürfte also, wenn man größere Gebiete in Betracht ziehen will, die Erdbodenalbedo tatsächlich in der Mitte zwischen beiden Meßverfahren liegen.

Auf die von Ångström (9) gefundene Verringerung der Albedo durch das Naßwerden der Oberfläche sei hier besonders hingewiesen. Ångström erklärt diese Erscheinung mit dem Auftreten einer totalen Reflexion im Innern der Wasserhülle. So sank die Albedo einer Sandoberfläche von 18% in trockenem Zustand auf 9% nach der Durchfeuchtung durch Niederschlag.

Die Albedo von Wasserflächen selbst ist bei niedrigen Sonnenhöhen beträchtlich. Z. B. (nach W. Schmidt) bei 12,2° Sonnenhöhe 40% und bei 5,5° 71%. Für diffuse Sonnenstrahlung bei bewölktem Himmel bekam A. Ångström 10% Reflexion. Mit diesem Wert stimmt der Wert von Büttner von 9%, der vermutlich bei einer mittleren Sonnenhöhe von 40—50 Grad über der Nordsee erhalten wurde, befriedigend überein. Für größere Sonnenhöhen und mäßige Wasserbewegung muß man die Fresnelsche Formel $r = \left(\frac{n-1}{n+1}\right)^2$ anwenden, die für einen senkrechten Strahlungseinfall eine Albedo von nur 2% ergibt. Durch eine schwache Unruhe der Wasseroberfläche wird eine Verringerung der Albedo bewirkt, während bei stärkerer Unruhe die Albedo durch Schaumbildung vergrößert wird. Bei großen Sonnenhöhen wird deshalb $\alpha = 5\%$ angenommen. Ein, aller-

dings sehr drastisches Beispiel für solche Albedovermehrung geben die von Büttner erhaltenen und in die Tabelle aufgenommenen Werte der Albedo für Brandungswellen.

Hat man den jährlichen Wärmehaushalt von Wasserflächen zu berechnen, so muß naturgemäß auf diese Besonderheiten der Reflexion Rücksicht genommen werden. Da sich die Wasser-albedo nur für die Sonnenstrahlung mit der Sonnenhöhe veränderlich zeigt, muß die Strahlung nach diffuser und direkter Sonnenstrahlung getrennt werden. Bezeichnet man nun die vom Wasser aus Sonnen- + Himmelsstrahlung absorbierte Wärmemenge mit $(I + D)_{\alpha}$, so ist bei völlig diffuser Strahlung entsprechend Gleichung (3):

$$(I + D)_{\alpha D} = (I + D)_0 \cdot \eta (1 - \alpha')$$

für $w = 1$. Und bei dauernder Sonneneinstrahlung:

$$(I + D)_{\alpha \odot} = I_0 (1 - 0,70 \alpha') + D_0 (1 - \alpha'') \text{ für } w = 0.$$

Diesen beiden Forderungen wird genügt, wenn man die Gleichung einführt:

$$(I + D)_{\alpha} = I_0 (1 - w) (1 - 0,70 \alpha') + I_0 \cdot \eta \cdot w (1 - \alpha'') + D_0 (1 - w + \eta w) (1 - \alpha'').$$

Hierin bedeutet α' die mit der Sonnenhöhe wechselnde Albedo der Wasseroberfläche, α'' die Albedo von 10% für die diffuse Strahlung. Die Werte von α' sind unten gegeben, sie sind um 30% zu vermindern, weil in Meereshöhe ungefähr 30% der von der Erdoberfläche reflektierten Strahlung durch Zerstreung der Luft wieder nach unten zurückgeworfen werden. Aus der letzten Gleichung ergibt sich durch Umformung und Einführung der Bezeichnung:

$$\kappa = \frac{D_0}{(J + D)_0} \text{ und entsprechend: } \frac{J_0}{(J + D)_0} = 1 - \kappa \text{ der Ausdruck:}$$

$$(I + D)_{\alpha} = (I + D)_0 \left[(1 - w) \left\{ \frac{(1 - \kappa) (1 - 0,7 \alpha')}{1 - \alpha''} + \kappa \right\} + \eta w \right] (1 - \alpha'').$$

$$(I + D)_{\alpha} = (I + D)_0 [(1 - w) K + \eta w] (1 - \alpha''). \quad (3a)$$

Die Formel entspricht völlig der Formel (3), enthält aber statt des Faktors 1 vor dem Wert $(1 - w)$ den Faktor:

$$K = \kappa + \frac{(1 - \kappa) (1 - 0,70 \alpha')}{1 - \alpha''}$$

Für den Wert von κ , also das Verhältnis der diffusen Himmelsstrahlung zur Gesamtstrahlung von Sonne + Himmel, beide genommen bei klarem Himmel, liegt noch keine zusammenfassende Bearbeitung vor. Aus neuerem Material ergibt sich, das $(I/D)_0$ ziemlich genau proportional dem Sinus der Sonnenhöhe ist. So fand Albrecht (13) aus dem von Haude in der Gobi gesammelten Strahlungsmaterial in 1500 m Höhe:

$$(I/D)_0 = 11,0 \sin h_{\odot}$$

Hieraus folgt: $\kappa = \frac{1}{11,0 \sin h_{\odot} + 1}$. Aus Lunelunds (14) Zahlen, die in Helsingfors gewonnen wurden, ergibt sich ein um etwa 10% geringerer Wert von κ . Es folgt κ dann der Formel: $\kappa = \frac{1}{13,5 \sin h_{\odot} + 1}$, die

der weiteren Berechnung zugrunde gelegt wurde. Denn sie wurde über einem Untergrund geringer Albedo gefunden. Den gleichen Wert von κ fand übrigens Albrecht auch für die Winterwerte in der Gobi in 1000 m Höhe.

In der nachfolgenden Tabelle 3 sind die Werte von κ , also dem Verhältnis von diffuser Strahlung zu Gesamtstrahlung, der Reflexion an der Meeresoberfläche α' und dem Faktor K von $(1 - w)$ für die verschiedenen Sonnenhöhen gegenübergestellt (vgl. Abb. 3). Der Faktor K der Tabelle ist hierbei gegenüber dem des

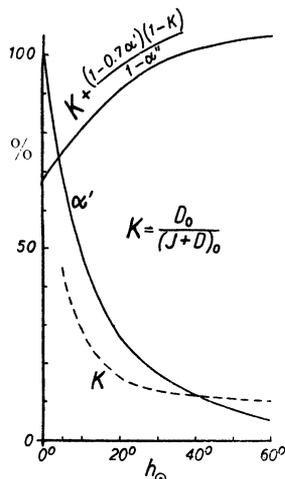


Abb. 3. Die Größen für die Berechnung der Wasser-albedo in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe.

Tabelle 3.

h_{\odot}	κ %	α' %	$\frac{(1 - 0,70 \alpha') (1 - \kappa)}{1 - \alpha''}$ %	$K = 0,7 \left(\kappa + \frac{(1 - 0,7 \alpha') (1 - \kappa)}{1 - \alpha''} \right) + 0,3$ %
5	45	71	18	75
10	29	48	41	81
20	17	26	68	92
30	13	17	80	98
40	12	12	86	102
50	11	8	91	104
60	10	6	94	105

Textes noch etwas im Sinne einer Absorptionserhöhung des Meeres vergrößert, um die Wirkung der Albedoverminderung durch die Wasserbewegung zu berücksichtigen.

b) Der Wärmeumsatz der dunklen Strahlung an der Erdoberfläche.

Der Wärmeumsatz der dunklen Strahlung an der Erdoberfläche besteht aus den beiden Strahlungsströmen Gegenstrahlung der Atmosphäre und Ausstrahlung der Erdoberfläche. Die Gegenstrahlung wird von dem in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampf ausgesendet. Das Emissionsspektrum des Wasserdampfes enthält gerade an der Stelle der größten Intensität von etwa 9—12 μ eine breite Lücke, zwischen dem Rotationsspektrum des Wassermoleküls und seiner ersten Rotationsschwingungsbande bei 6,26 μ . Die Breite dieser Lücke hängt von der Menge des Wasserdampfes in der Luft ab. Sie wird um so geringer, je höher der Wasserdampfgehalt ist. Dementsprechend nimmt bei zunehmendem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre die Gegenstrahlung zu. Für klaren Himmel gibt Ångström (15) die Formel an:

$$G = \sigma \vartheta_L^4 [1 - (0,194 + 0,236 \cdot 10^{-0,069 e})] \quad (5a)$$

wo σ die Strahlungskonstante nach Stefan-Boltzmann, ϑ_L die Lufttemperatur und e den Dampfdruck bezeichnet. In diesem Ausdruck wird das Abzugsglied

$$A_o = (0,194 + 0,236 \cdot 10^{-0,069 e}) \sigma \vartheta_L^4 \quad (5b)$$

als die „effektive Ausstrahlung“ eines schwarzen Körpers von Lufttemperatur bezeichnet. Diese Größe ist mit den Ausstrahlungsmeßgeräten, z. B. Pyrgeometern und Effektivpyranometern bei Nacht ohne weiteres meßbar. Bei Tage mißt man sie nach einem Verfahren von Ångström unmittelbar oder die Differenz zwischen ihr und der Himmelsstrahlung mit einem Effektivpyranometer nach Homén bzw. Albrecht.

Für bewölkten Himmel fanden Ångström und Asklöf (16) den Wert der effektiven Ausstrahlung A_w entsprechend der Formel

$$A_w = A_o (1 - k \cdot w)$$

verringert, wo A_o die Ausstrahlung bei wolkenlosem Himmel bedeutet. Der Faktor k ist von der Art der Bewölkung abhängig und beträgt für niedrige Wolken 0,9—0,8, für mittelhohe 0,7 und für hohe 0,2. Beide Verfasser kommen auf den durchschnittlichen Wert von 0,765 wie in der Formel für die Beeinflussung der Gesamteinstrahlung durch die Bewölkung.

Die vollständige Formel für die Gegenstrahlung lautet alsdann:

$$G = \sigma \vartheta_L^4 [1 - (0,194 + 0,236 \cdot 10^{-0,069 e}) (1 - 0,765 w)] \quad (5)$$

Für arktische Stationen im Meeresniveau wurde von Mosby (17) eine andere Ausstrahlungsformel festgestellt. Sie lautet:

$$A_o = (0,105 + 0,0014 \cdot \vartheta_L) (1 - 0,89 w) \quad (5c)$$

Die Mosbysche Formel gibt bei klarem Himmel etwa 30% geringere Werte als die Ångströmsche und hat auch einen stärkeren Einfluß der Bewölkung. Die Abweichungen zwischen beiden Formeln können dadurch erklärt werden, daß über der Arktis besonders im Winter über einer kalten, wasserdampfarmen Luftschicht eine sehr starke Bodeninversion besteht, durch die hindurch die Strahlung der wärmeren oberen Luftschichten mit einem etwas höheren Wasserdampfgehalt nach unten dringt.

Die Wärmeaufnahme des Bodens aus dieser Strahlung ergibt sich durch Multiplikation der Gegenstrahlung mit dem Absorptionsfaktor des Bodens für langwellige Strahlen. Hierüber liegen nur wenige Messungen vor (18). Sie zeigen, daß Sand, Kalkstein und Kies 89—92% Absorption besitzen, während Blätter, Nadeln und Wasserflächen etwa 96%, Rasen 98% und Schnee fast 100% absorbieren. Die Zahlen zeigen deutlich, daß die dem Schwarzen Körper sich annähernden Oberflächen mit zahlreichen Hohlräumen wie Schnee und Rasen für die langwellige Strahlung als fast schwarz anzusehen sind. Glatte Flächen, wie Blätter und auch Nadeln, zeigen für diese langwellige Strahlung ähnlich wie grau geschwärzte Flächen im Sichtbaren eine Reflexion von etwa 4%, während bei quarzhaltigen Oberflächen höhere Reflexionszahlen beobachtet wurden. Ganz offenbar hängt dies mit dem starken Reflexionsvermögen des Quarzes von 8—9 μ , von 19—22 μ und von 25—28 μ zusammen. Da nur ein kleiner Teil der Gegenstrahlung der Atmosphäre in das Reflexionsgebiet fällt, ist anzunehmen, daß die Reflexion der Gegenstrahlung der Atmosphäre durch Sandoberflächen angenähert den hier nach Falkenberg (18) gegebenen Werten entspricht.

Nach dem Kirchhoffschen Gesetz gelten die gleichen Absorptionskoeffizienten $(1 - \beta)$, die für die Aufnahme der Gegenstrahlung wirksam sind, auch für die Ausstrahlung der Erdoberfläche, die daher ganz allgemein gleich $(1 - \beta) \cdot \sigma \vartheta_B^4$ angesetzt werden kann.

Schwierig erscheint hier lediglich die Bestimmung der tatsächlichen Temperatur der ausstrahlenden Fläche, wenn es sich um mit Pflanzen bedeckte Teile der Erdoberfläche handelt. Die bearbeiteten Beispiele ermöglichen aber auch hier in fast allen Fällen ziemlich sichere Annahmen.

3. Der Wärmeumsatz im Erdboden.

Die Bestimmung des Wärmeumsatzes in dem Erdboden erfolgt bei allen behandelten Stationen durch die Auswertung der Bodentemperaturmessungen. Ohne derartige Bodentemperaturmessungen erscheint es unmöglich, überhaupt brauchbare Angaben über den Wärmeumsatz im Boden zu machen. Bei den Meeresstationen liegen hinreichend häufig durchgeführte Messungen der Wassertemperatur bis in große Tiefen nicht vor. Hier muß der Wärmeumsatz in der Unterlage — also im Meere — als Restglied aus den übrigen Beobachtungen bestimmt werden. Dieses Verfahren ist übrigens das allein richtige (vgl. S. 17). Der Verzicht auf die unmittelbare Bestimmung des Wärmeumsatzes in der Unterlage ist bei Meeresstationen deswegen durchführbar, weil bei ihnen im Gegensatz zu den Festlandsstationen eine ziemlich vollständige Berechnung der Verdunstung mit Hilfe bekannter Formeln aus Wind, Temperatur und Feuchtigkeit möglich ist.

Bei der Berechnung des Wärmeumsatzes im Boden wurden die Tautochronen am ersten eines jeden Monats oder am Anfang jeder zweiten Stunde gezeichnet und die Differenzfläche je zweier aufeinanderfolgender Tautochronen planimetrisch ausgemessen. An einigen Stationen bestanden nur Beobachtungen bis zu 2 m Tiefe. Hier mußten zunächst durch harmonische Analyse des jährlichen Ganges in zwei Tiefen der oberen Schicht die harmonischen Koeffizienten des Jahresganges ermittelt werden und daraus die jährlichen Temperaturgänge in größeren Tiefen berechnet werden. Diese wurden dann zur Zeichnung der Tautochronen in den größeren Tiefen benutzt. Bei der Berechnung derartiger Temperaturgänge in größeren Tiefen wurde dem Verfahren gefolgt, das W. Kühl (19) in einer Untersuchung über den jährlichen Gang der Bodentemperatur in verschiedenen Klimaten angegeben hat.

Die planimetrische Ausmessung der Differenz je zweier Tautochronen ergab zunächst lediglich eine von Kühl Temperaturintegral genannte Größe. Um aus ihr die tatsächlich im Boden umgesetzten Wärmemengen zu erhalten, müssen Annahmen über die Wärmekapazität des Bodens gemacht werden. Nach den schon erwähnten Untersuchungen von Kühl schwanken die Wärmekapazitäten zwischen 0,3 und 0,5 cal/grad cm³, je nach der zu erwartenden Bodenart und dem Wassergehalt.

Eine besondere Schwierigkeit taucht bei dem Boden mit Schneebedeckung auf. Es lag in der Natur der Dauerbeobachtungen der Bodentemperatur, daß man bei ihnen schon der Einfachheit der Beobachtung halber den Schnee entfernte. Schon Kühl weist darauf hin, daß die theoretisch für die Entfernung des Schnees angeführten Gründe größtenteils auf einer Unklarheit über das Wesen des Wärmeaustausches an der Erdoberfläche beruhen und daß man durch solche Eingriffe, wie das Fortkehren des Schnees Verhältnisse schaffe, die in der Natur nirgends vorkommen.

Glücklicherweise liegt eine sehr sorgfältig durchgeführte Beobachtungsreihe der winterlichen Temperaturverhältnisse in der starken Schneedecke von Sodankylä in Finnland unter dem 68. Breitengrad mit elektrischen Thermometern vor, deren Ergebnisse auch auf andere Beobachtungsstellen übertragen werden können.

Bezüglich des Wärmeumsatzes in der Pflanzenbedeckung mag hier erwähnt werden, daß alle behandelten Festlandsstationen Grasbewuchs oder nackten Boden hatten, die Wärmeaufnahme des Pflanzenwuchses war demnach nur gering. Waldstationen, die in dieser Weise verarbeitet werden könnten, sind in der Literatur leider nicht zu finden.

4. Der Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Luft und bei der Verdunstung.

Aus der Gleichung (1) folgt die Gleichung:

$$S - B = L + V$$

An ihr ist die Größe S, der Strahlungsumsatz der Oberfläche, und B, der Wärmeumsatz im Boden, bei den Festlandsstationen berechenbar. Die Größen L und V sind in dieser Gleichung demnach zunächst nur in ihrer Summe bekannt. Setzt man die Wirkung des sowohl den Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Luft L als auch die Verdunstung V bewirkenden Austausches als gleich an, so kann man aus dem Verhältnis der Gefälle für Temperatur und Dampfdruck $\Delta\theta$ bzw. Δe das Verhältnis der an die Luft abgegebenen Wärme zu der bei der Verdunstung verbrauchten bestimmen. Man erhält also:

$$\frac{L}{V} = a \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta e} \quad (6)$$

Dieser naheliegende Gedankengang wurde seit 1931 (Haude und Albrecht (21)) mehrfach benutzt. Er ist unabhängig von dieser Untersuchung 1935 zuerst von Sverdrup (22) veröffentlicht und dann in größerem Umfange von Franssila (23) angewandt worden. Die Voraussetzung gleicher Ausbreitungsvorgänge für Temperatur und Wasserdampf muß in erster Näherung wohl als zu Recht bestehend angenommen werden, wengleich auch heute noch abschließende Untersuchungen darüber fehlen. Die Größe der Konstanten a ergibt sich, wenn c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck, d die Verdunstungswärme des Wassers und p den Luftdruck in mm bezeichnet, aus der Gleichung:

$$a = \frac{c_p \cdot p}{d \cdot 0,623} \cdot \left(\frac{760}{p}\right)^{0,288} \quad (6a)$$

Ist die Höhe zwischen den beiden Beobachtungsstellen zur Bestimmung des Temperaturgefälles groß, etwa wenn eine Turmstation als obere Station benutzt wird, so muß beachtet werden, daß $\Delta\vartheta$ eigentlich das Gefälle der potentiellen Temperaturen bedeutet, daß also die Gleichung besteht:

$$\Delta\vartheta = \Delta t - 0,01 h,$$

wo h die Höhe in Metern zwischen der oberen und der unteren Beobachtungsstelle bedeutet und Δt die tatsächlich gemessene Temperaturdifferenz. Die Größe von a ergibt sich in Meereshöhe zu 0,492 und in 1500 m Höhe bei einem Luftdruck von 635 mm Hg zu 0,431. Zur Bestimmung des Verhältnisses L/V über festländischen Stationen sind zwei in verschiedener Höhe am Beobachtungsort befindliche Stationen für Temperatur und Feuchtigkeit erforderlich. Also z. B. eine Boden- und eine Turmstation. In diesem Falle hat naturgemäß das Verhältnis L/V einen starken täglichen Gang. Um strenge Untersuchungen durchzuführen, wäre es also hier nur möglich, für jeden Monat mittlere tägliche Gänge für L/V zu berechnen, aus denen dann erst durch Summierung über den mittleren Tag eines jeden Monats auch die jährlichen Gänge von Monat zu Monat erhalten werden könnten.

Eine Möglichkeit, ohne dieses umständliche Verfahren, die Monatswerte des Wärmehaushaltes zu erhalten, ergibt sich daraus, daß für den Wert L/V sowohl während der Periode der Wärmeabgabe des Bodens während des Ausstrahlungsüberschusses als auch während der Wärmeaufnahme während des Einstrahlungsüberschusses mittlere Werte eingeführt werden können. Hierdurch ist eine Zusammenfassung und gesonderte Berechnung der Wärmehaushalte während der Zeiten mit überwiegender Ausstrahlung und überwiegender Einstrahlung möglich, die dann zur Ermittlung des gesamten Wärmehaushaltes führt.

Beobachtungen an Stationen in verschiedenen Höhen über dem Erdboden an dem gleichen Platz sind nur in sehr geringem Umfange vorhanden. Es zeigt sich auch, daß Stationspaare, deren obere Station etwa auf einer Hügelspitze, also auf einem höher gelegenen Teil der Erdoberfläche liegt, wegen der dann doch noch stark hervortretenden störenden Einwirkung des Untergrundes der oberen Station, Messungen in der freien Atmosphäre nicht ersetzen können. So bleiben nur wenige Turmstationen übrig, die fortlaufend unterhalten wurden. Unter diesen wurden die Werte von Potsdam in den Jahren 1892—1908 veröffentlicht.

Für die Berechnung des Wärmehaushaltes anderer Festlandsstationen ist es von Wichtigkeit, daß die Beobachtungen Potsdams eine lineare Beziehung zwischen der Differenz der Monatsmittel der Temperaturen von Erdoberfläche und Luft und der während des Monats an die Luft abgegebenen Wärmemenge erwarten lassen. Die gleiche Beziehung konnte auch an den anderen Stationen, soweit sie Beobachtungen in verschiedenen Höhen über der Erdoberfläche angestellt hatten, gefunden werden. Besonders zeigen auch die Untersuchungen des Wärmehaushaltes des Meeres, daß sie gültig ist. Vgl. aber S. 62.

So kann in vielen Fällen auf die Beobachtungen einer Turmstation verzichtet werden und der Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Luft nach der Gleichung:

$$L = \text{const.} (\vartheta_B - \vartheta_L)$$

berechnet werden. Die Größe von V erscheint dann als Restglied des Wärmehaushaltes.

Andere Verhältnisse liegen an der Meeresoberfläche vor. Hier hat zunächst in den allermeisten Fällen eine Bestimmung des Wärmeumsatzes im Wasser durch Temperaturbeobachtungen desselben nicht stattgefunden. Bekannt ist dagegen, wenn man eine Leuchtturmstation auf einer möglichst kleinen Insel unter Beachtung aller Vorsichtsmaßregeln auswertet, in den überhaupt einer Bearbeitung zugänglichen Fällen die Wasser- und die Lufttemperatur, die Bewölkung, der Wind und die Luftfeuchtigkeit. Aus diesen Größen läßt sich nach den früher gegebenen Regeln einmal der Strahlungsumsatz an der Wasseroberfläche, dann das Verhältnis L/V und die Verdunstung V bestimmen. Das Verhältnis L/V kann hierbei ohne weiteres aus den Monatsmitteln von Temperatur- und Dampfdruckgefälle zwischen Meeresoberfläche und der in der Luft liegenden Station ermittelt werden, weil der tägliche Gang der Lufttemperatur über dem Meere gering ist.

Der Umfang, in dem diese letztere Bedingung an der betreffenden Inselstation erfüllt ist, bildet das wichtigste Kriterium für die Auswahl der Station.

Zur Bestimmung von V , also der Verdunstung kann eine der bekannten Verdunstungsformeln benutzt werden. In der vorliegenden Untersuchung wurde die Formel von Sverdrup (24) verwendet, die eine gute quantitative Kontrolle erfahren hat. Die Größe der zwischen Wasseroberfläche und Luft umgesetzten Wärmemenge ist über dem Meere nicht ohne weiteres als linear mit dem Temperatursprung an der Oberfläche anzunehmen wie über Land, weil der starke jährliche Gang der Windgeschwindigkeit über dem Meere einen gewissen jährlichen Gang der Konstanten veranlassen sollte, der über Land bei den viel geringeren Werten der mittleren Windgeschwindigkeit nicht in gleichem Umfange zur Auswirkung kommt. Die Durchführung der Rechnungen zeigt allerdings, wie sich an den Beispielen erweist, daß die Änderung der Konstanten der Formel an einer Station ebenfalls nur gering ist.

Die Verdunstungsformel von Sverdrup ist graphisch dargestellt in Abb. 4. Sie lautet in den hier gewählten Bezeichnungen:

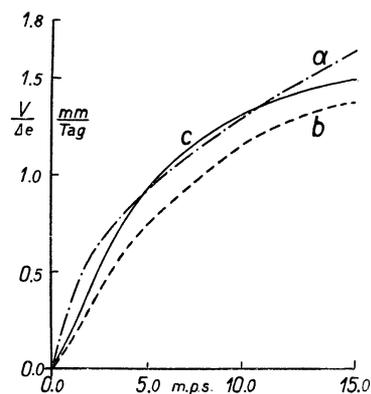


Abb. 4. Die Verdunstungsformel von Sverdrup für eine Höhe des Anemometers von 8 m (a) und von 30 m (b) und von Trabert mit der Konstante 0,41 (c).

$$V = \frac{(E_w - e_L) \cdot 0,216 \cdot v}{0,0164 \left[\ln \left(\frac{h + \frac{7,5}{40} \cdot v^{1,65}}{\frac{7,5}{40} \cdot v^{1,65}} \right) \right]^2 + 0,13 v} \quad (8)$$

$$= \frac{(E_w - e_L) \cdot 0,216 \cdot v}{0,0164 \left[\ln \left(\frac{h + 0,188 \cdot v^{1,65}}{0,188 \cdot v^{1,65}} \right) \right]^2 + 0,13 v} \text{ mm/Tag}$$

Hierin bedeutet h in Zentimeter die Höhe der Beobachtungsstelle der Windgeschwindigkeit v (in m. p. s.) und des Dampfdruckes der Luft e_L über dem Meeresspiegel und der Ausdruck $h_w = 7,5 \cdot v^{1,65}$ die Wellenhöhe in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit, die von Sverdrup einer von Krümmel gegebenen Tabelle entnommen wurde. Diese Tabelle kann sehr nahe durch die angegebene Exponentialfunktion von v ersetzt werden. Der die Grenzschichtdicke bezeichnende Faktor von v wurde mit 0,13 angenommen entsprechend den Ausführungen von Sverdrup.

Diese Sverdrupsche Verdunstungsformel ist als Kurve a in der Abb. 4 dargestellt und zwar für Beobachtungen in der Höhe der Brücke eines Schiffes, also etwa in 8 m Höhe. Die Kurve b gibt die Verdunstungskurve an, wenn Wind und Feuchtigkeit in 30 m Höhe beobachtet wurden. In die Abbildung ist noch eine Kurve c eingetragen, die den Verlauf der Trabertschen Verdunstungsformel:

$$V = 0,41 \cdot (E_w - e_L) \sqrt{v} \text{ mm/Tag} \quad (8a)$$

zeigt, wobei, wie bei allen übrigen Kurven, v in m. p. s. gemessen wurde. Man ersieht aus ihr, daß etwa von 4—13 m. p. s. zwischen der Sverdrupschen und der Trabertschen Verdunstungskurve kein bedeutender Unterschied besteht. In diesem Zusammenhang mag noch erwähnt werden, daß die Werte der Verdunstung der Wildschen Schale in der Hütte etwas größere Zahlen als 0,41 nämlich 0,5—0,7 ergeben, was durch die Sonnenbestrahlung der Hütte ohne weiteres erklärbar ist, denn durch sie wird die Temperatur des Wassers in der Schale wesentlich über die Lufttemperatur, die den eben genannten Konstanten zugrunde gelegt war, erhöht. Auch die von Wüst (26) mit den Verdunstungsschalen erhaltenen Werte liegen in dieser Größenordnung, wenn man die an ihnen früher angebrachten Korrekturen in Rechnung stellt. Bezüglich der Größe E_w , also der Dampfspannung an der Wasseroberfläche, ist zu sagen, daß sie wegen des Salzgehaltes des Meerwassers etwa 2% niedriger liegt als die Werte der Maximaldampfspannung von Süßwasser bei gleicher Temperatur.

Für einige Windgeschwindigkeiten erhält man die folgenden Verdunstungswerte:

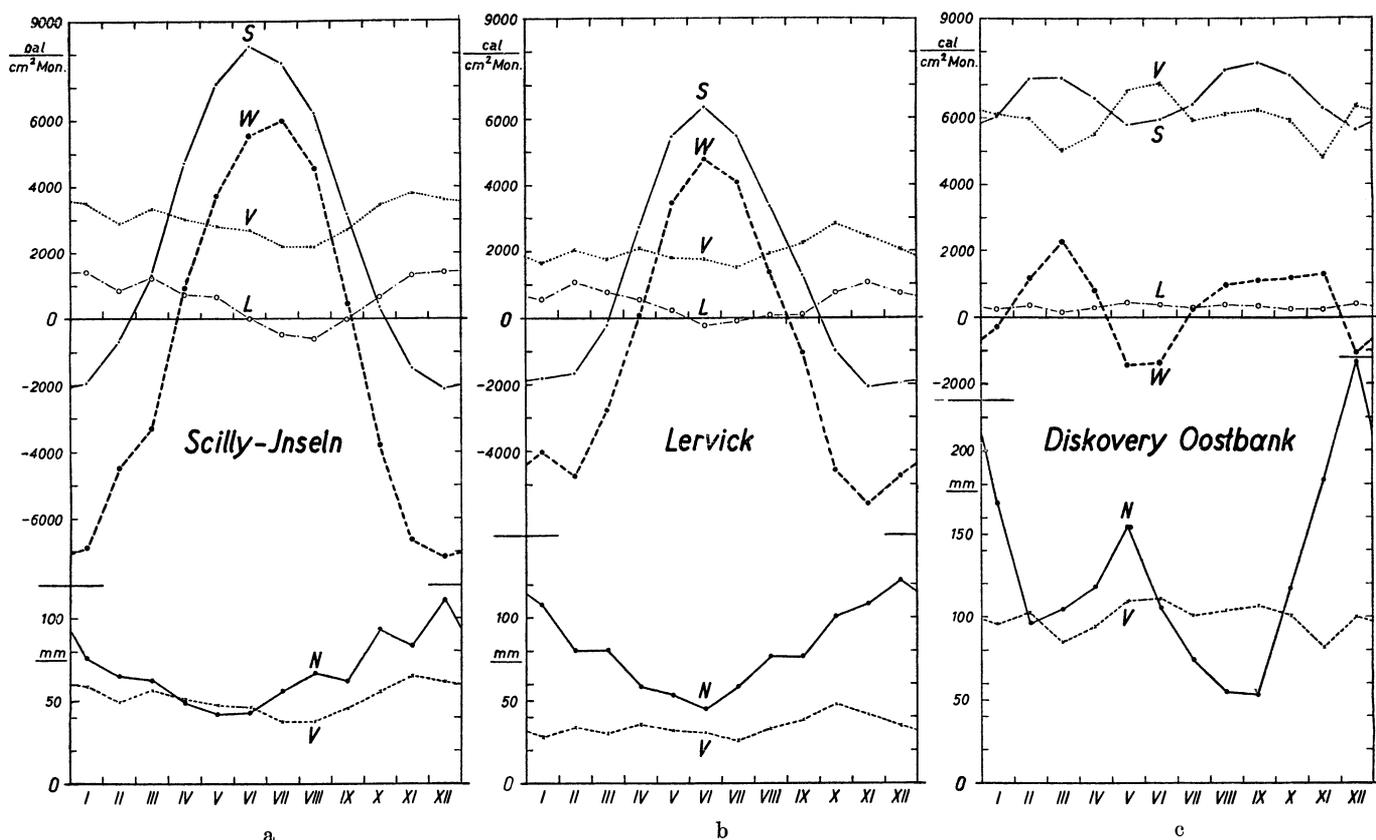
Tabelle 4.

v m. p. s.	V/Δe mm/Tag		
	Sverdrup		Trabert
	8 m	30 m	const. 0,41
2	0,40	0,31	0,58
6	1,03	0,84	1,01
10	1,32	1,16	1,30
16	1,50	1,38	1,64

II. Der jährliche Wärmehaushalt von Wasserflächen.

1. Der Wärmehaushalt des Atlantischen Ozeans bei den Scilly-Inseln.

Zur Untersuchung des jährlichen Ganges des Wärmehaushaltes der Meeresoberfläche ist nach den im vorigen Abschnitt gemachten Ausführungen zum mindesten die Kenntnis der Bewölkung, der Wasser- und Lufttemperatur, der Luftfeuchtigkeit und der Windgeschwindigkeit erforderlich. In vollem Umfange sind derartige Beobachtungen nur bei einigen Inselstationen durchgeführt, wenn man von den Schiffsbeobachtungen absieht, die allerdings nur in den seltensten Fällen alle notwendigen Komponenten enthalten. Insbesondere fehlen bei den regelmäßig durchgeführten Schiffsbeobachtungen die Luftfeuchtigkeitsmessungen. Wie früher ausgeführt, kann man aus diesen Beobachtungen den Strahlungsumsatz der Meeresoberfläche, den Wärmeumsatz zwischen Wasser und Luft und bei der Verdunstung teils unmittelbar, teils unter Benutzung des Verhältnisses L/V , ermitteln. Hierbei wird das letztere Verhältnis aus dem Verhältnis der Gradienten von Temperatur und Feuchtigkeit berechnet. Der Wärmeumsatz im Meere erscheint dann als das Restglied der Wärmehaushaltsgleichung.



Tafel I. Der jährliche Gang der Wärmehaushaltskomponenten einiger Meeresstationen.

- Darstellung a_1 Der Wärmehaushalt des Meeres bei den Scilly-Inseln.
 a_2 Niederschlag und Verdunstung bei den Scilly-Inseln.
 b_1 Der Wärmehaushalt des Meeres bei den Shetland-Inseln.
 b_2 Niederschlag und Verdunstung bei den Shetland-Inseln.
 c_1 Der Wärmehaushalt des Meeres zwischen den Sunda-Inseln bei Discovery Oostbank.
 c_2 Niederschlag und Verdunstung bei Discovery Oostbank.

Für den Ostatlantischen Ozean wurde die Station St. Mary auf den Scilly-Inseln gewählt, für die in den englischen ständigen Veröffentlichungen das Material vorliegt. Um mittlere Verhältnisse zu bekommen, wurde das Mittel der Bewölkung w der Zusammenstellung von Knoch entnommen, dessen Zahlen für das südwestliche England gelten. Diese Zahlen wurden mit der mittleren prozentualen Sonnenscheindauer s/S verglichen, die als „Normal“-Werte in der monatlichen Ausgabe der englischen Wetterbeobachtungen (Monthly weather reports) angegeben sind. Hierbei wurden für die Größe $1-s/S$ Zahlen gefunden, die nur um einige Prozent von der hier benutzten Größe w abwichen. Ähnliche Abweichungen werden stets zwischen mittlerer Bewölkung und Sonnenscheindauer gefunden.

Für die Luft- und Wassertemperaturen wurden die Zahlen einer älteren englischen Arbeit benutzt, die im Jahre 1899 von Dickson veröffentlicht wurde. Sie enthält die Temperaturen der Wasseroberfläche

von 1887—97, die auf Feuerschiffen gemessen wurden. Um einen Anhalt dafür zu bekommen, ob diese Temperaturen tatsächlich die mittleren Verhältnisse wiedergeben, wurde aus den im M. W. R. gegebenen Karten die dort in ganzen Grad Fahrenheit angegebenen Oberflächentemperaturen für die Zeit 1923—1931 in der Gegend der Scilly-Inseln entnommen und monatsweise gemittelt. Es ergaben sich hierbei im Mittel um $0,6^{\circ}\text{C}$ geringere Wassertemperaturen als in der Dicksonschen Arbeit. Eine ähnliche, nur wenig geringere Abweichung wurde auch für die Lufttemperatur dieses letzten Jahrzehnts festgestellt. Aus diesem Grunde konnten die Dicksonschen Werte für die Wasser- und Lufttemperaturen beibehalten werden. Sie dürften dem langjährigen Mittel näher kommen als die Werte aus dem letzten Jahrzehnt, denn nennenswerte Abweichungen zwischen den Mittelwerten der Lufttemperatur, die Dickson angibt und den als „normal“ bezeichneten Temperaturwerten, die gegenwärtig im M. W. R. angegeben werden, wurden nicht festgestellt.

Die Werte der Beobachtungsstation auf den Scilly-Inseln waren in $100\text{ ft} = 30,4\text{ m}$ über dem Meeresspiegel gewonnen und wurden nach der Formel 1° F für 300 Fuß auf den Meeresspiegel reduziert.

Da der Dampfdruck in den Dicksonschen Tabellen nicht enthalten ist, mußte er aus den späteren Beobachtungen ermittelt werden. Dies war deshalb unschwer möglich, weil die relative Feuchtigkeit in den einzelnen Monaten von Jahr zu Jahr nur verhältnismäßig kleine Abweichungen von dem langjährigen Mittelwert erfährt. Im Monatsmittel 1923/31 wurde die in Spalte 5 der Tabelle 5 angegebene relative Luftfeuchtigkeit berechnet, aus der der Dampfdruck e_L für die Beobachtungsstelle ermittelt werden konnte. Die Reduktion auf die Meeresoberfläche geschah unter Annahme der Konstanz der spezifischen Feuchte, wodurch nur eine Zunahme des Dampfdrucks um 1% zustande kam.

Die Monatsmittel der Windgeschwindigkeit wurden aus dem Jahrzehnt 1923—31 berechnet, da anderweitige brauchbare Winddaten nicht bekannt waren. In den M. W. R. sind die Anzahlen der Stunden angegeben, in denen die Windgeschwindigkeit $> 38, 25-38, 13-24, 4-12, 4\text{ miles/hr}$ festgestellt wurden. Die mittleren Geschwindigkeiten dieser Stunden wurden entsprechend mit $18, 12, 7, 4$ und 1 m. p. s. gerechnet. Es sei hier nur erwähnt, daß auch der Versuch gemacht wurde, diese Windgeschwindigkeitswerte mit Zahlen zu vergleichen, die über eine längere Reihe von Jahren reichen. Hierzu wurde der Abstand der Isobaren auf den von Elsnerschen Pentaden-Karten des Luftdrucks in der Nähe der Scilly-Inseln herangezogen und aus dem Gradienten Schlüsse auf die Windgeschwindigkeit gezogen. Es ergab sich ein deutlicher jährlicher Gang in gleichem Sinne, doch zeigte sich bei den Vergleichsstationen Valencia und Azoren, die nach der Arbeit von Brose (29) mit längeren Reihen zur Kontrolle des Verfahrens herangezogen wurden, daß der Zusammenhang zwischen mittlerer Windgeschwindigkeit und mittlerem Druckgefälle längs der Erdoberfläche nicht linear war, sondern daß mit zunehmender Windgeschwindigkeit das Druckgefälle stärker anwuchs. Außerdem erschien die Streuung zu groß, um hieraus etwa Normalwerte der Windgeschwindigkeit für die betrachtete Station ableiten zu können.

Auf die Berechnung der Konstanten des Wärmehaushaltes aus den in der eben beschriebenen Weise ermittelten Werten sei in diesem ersten Beispiel etwas ausführlicher eingegangen.

In Tabelle 5 sind in den Spalten 2—7 die beobachteten Daten wiedergegeben. Von ihnen enthält Spalte 2 die Bewölkung in Prozenten, Spalte 3 die Wassertemperatur, Spalte 4 die Lufttemperatur, beide

Tabelle 5. Scilly-Inseln.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Monat	w	ϑ_w	ϑ_L 30,4 m über NN	R 30,4 m über NN	v 48,3 m über NN ¹⁾	N	e_L 30,4 m über NN	$\Delta\theta$ an der Ober- fläche	Δe	S	W	L	V	V
	%	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	%	m. p. s.	mm	mm Hg	$^{\circ}\text{C}$	mm Hg	cal/cm ² Monat				mm
I	70	9,3	7,4	89	8,2	76	6,9	1,6	1,9	— 1 912	— 6 872	1450	3 510	59,6
II	67	8,8	7,5	89	8,0	65	6,9	1,0	1,6	— 675	— 4 475	881	2 920	49,6
III	59	9,5	7,7	88	7,0	62	6,9	1,5	2,0	1 320	— 3 285	1240	3 365	57,1
IV	56	10,4	9,2	88	6,9	49	7,7	0,9	1,8	4 710	964	739	3 007	51,1
V	55	12,3	11,4	88	6,3	42	8,9	0,7	1,8	7 110	3 732	569	2 809	47,7
VI	59	14,5	14,2	87	6,0	43	10,5	0,0	1,8	8 250	5 548	0	2 702	45,9
VII	60	15,6	15,9	87	5,9	56	11,8	—0,6	1,5	7 730	5 995	— 465	2 200	37,4
VIII	57	15,6	16,0	87	6,3	67	11,9	—0,7	1,4	6 210	4 594	— 584	2 200	37,4
IX	57	14,9	14,6	88	6,0	62	10,9	0,0	1,8	3 200	499	0	2 701	45,9
X	65	13,0	12,0	88	7,4	93	9,3	0,7	1,9	373	— 3 784	667	3 490	56,2
XI	68	11,5	9,7	88	8,1	83	7,9	1,5	2,3	— 1 474	— 6 609	1306	3 829	65,1
XII	72	10,2	8,3	89	8,0	111	7,3	1,6	2,0	— 2 106	— 7 143	1422	3 615	61,4
										+38 903	+21 332	+8274		
										— 6 167	—32 169	—1049		
						809				+32 736	—10 837	+7225	+36 348	614,4

1) 12,8 m über Grund.

Tabelle 5a.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Monat	Mittlere Sonnenhöhe in Graden								1—0,765 w	G	$\sigma \theta_w^4$	$\frac{V}{\Delta e}$	V	$\frac{L}{V}$ = 0,492 $\frac{\Delta \theta}{\Delta e}$
	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12						
I	—	—	—	0,2	5,2	11,7	16,2	18,6	0,46	448	524	1,03	1,96	0,464
II	—	—	—	3,8	12,0	18,9	23,9	26,3	0,49	445	521	1,02	1,63	0,307
III	—	—	3,8	12,6	21,3	28,9	34,5	37,4	0,55	437	526	0,94	1,88	0,368
IV	—	3,5	12,6	22,0	31,2	39,3	45,8	49,1	0,57	447	533	0,93	1,68	0,245
V	2,0	9,9	19,2	28,8	38,2	47,2	54,2	58,1	0,58	403	547	0,87	1,57	0,202
VI	4,8	13,2	22,7	32,0	41,7	50,8	58,2	62,2	0,55	500	564	0,84	1,51	0,000
VII	3,4	11,8	21,1	30,8	40,2	49,2	56,8	60,3	0,54	506	573	0,82	1,23	—0,211
VIII	0,3	6,0	15,7	25,2	34,3	42,8	49,8	53,1	0,56	504	573	0,81	1,22	—0,265
IX	—	0,3	7,1	16,8	25,7	33,2	39,1	42,2	0,56	492	568	0,84	1,51	0,000
X	—	—	0,8	7,6	16,0	23,2	28,3	30,9	0,50	479	553	0,97	1,85	0,191
XI	—	—	—	0,9	7,3	13,9	18,8	21,0	0,48	463	541	1,02	2,34	0,341
XII	—	—	—	—	3,2	9,5	13,8	16,0	0,45	455	531	1,01	2,02	0,394

Tabelle 5b.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Monat	(J + D) _a								J + D	A	S	W _{HH} ¹⁾ Biskaya
	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12				
I	—	—	—	1	22	69	119	142	1 248	3160	—1912	— 6 010
II	—	—	—	14	78	154	207	228	2 485	3160	— 675	— 1 800
III	—	—	16	92	199	297	371	403	5 030	3710	1320	400
IV	—	15	97	224	347	462	543	585	8 290	3580	4710	3 200
V	8	64	189	312	446	566	643	678	10 610	3500	7110	8 360
VI	22	98	220	336	465	567	631	655	10 920	2670	8250	14 000
VII	14	83	200	322	448	554	616	645	10 520	2790	7730	8 360
VIII	2	30	132	258	384	493	579	610	9 080	2870	6210	4 410
IX	—	2	38	144	260	364	444	489	6 360	3160	3200	— 4 880
X	—	—	2	39	126	212	266	302	3 453	3080	373	— 8 830
XI	—	—	—	3	37	101	161	185	1 776	3250	—1474	— 9 900
XII	—	—	—	—	12	53	98	126	1 054	3160	—2106	— 7 360

1) Nach Temperaturwerten von Helland-Hansen.

±38 730

reduziert auf den Meeresspiegel, Spalte 5 die relative Luftfeuchtigkeit, Spalte 6 die Windgeschwindigkeit in der Höhe von 50 m. Aus diesen Werten läßt sich sowohl der Temperatursprung $\Delta \theta$ an der Wasseroberfläche als auch die Differenz zwischen Dampfdruck der Meeresoberfläche und in der Luft ableiten. Es ist $\Delta e = 0,98 (E - e_L)$, wo E den Maximaldampfdruck für die Oberflächentemperatur des Meerwassers bedeutet und e_L den Dampfdruck in der Luft an der Meeresoberfläche berechnet aus Spalte 4 und 5. Diese beiden Differenzen sind in den Spalten 9 und 10 der Tabelle 5 wiedergegeben, während e_L noch in Tabelle 5 in Spalte 8 aufgenommen wurde. Das Verhältnis $L/V = 0,492 \frac{\Delta \theta}{\Delta e}$ (Gleichung 7) gibt Spalte 15 der Tabelle 5a. Spalte 14 der gleichen Tabelle enthält die daraus berechnete Verdunstung nach der Sverdrupschen Formel (9) in mm/Tag. Die Spalten 11—14 der Tabelle 5 geben die Komponenten des Wärmehaushaltes in cal/cm² Monat. Aus Spalte 15 wurde hierbei durch Multiplikation mit $30,4 \cdot 59 = 1792$ die monatliche Verdunstung in die eben gegebene Einheit umgerechnet und in Spalte 14 eingesetzt. Durch Multiplikation von den Spalten 14 Tabelle 5 und 15 Tabelle 5a ergibt sich der Wärmeumsatz L zwischen Wasseroberfläche und Luft in Spalte 13.

Zur Berechnung des Strahlungsumsatzes sind etwas umständlichere Rechnungen erforderlich. Sie sind in diesem Abschnitt ausführlicher dargestellt, um einen Einblick in das Rechenverfahren zu geben. In der Tabelle 5a sind in den Spalten 2—9 die Stundenmittel der Sonnenhöhen genommen für wahre Sonnenzeit angegeben. Zu ihrer Bestimmung erwies sich das von Thomas (30) in der Meteorologischen Zeitschrift angegebene graphische Auswertungsblatt zweiter Form (Abb. 6 der betr. Arbeit) als völlig ausreichend genau und vor allem als außerordentlich einfach. Für diese Sonnenhöhen wurde der Faktor K der Gleichung 3a aus der Tabelle 3 auf S. 7 bzw. der Abb. 3 bestimmt. Dann wurde aus den Werten für w der Tabelle 5 Spalte 2 der Ausdruck $(1 - w) \cdot K \cdot (1 - a'')$ berechnet, wobei die Reflexion der Meeresoberfläche bei diffuser Strahlung zu 10% angesetzt wurde. Mit den Werten $\eta = 0,235$ wurde dann $\eta \cdot w \cdot (1 - a'')$ für jeden Monat

berechnet und durch Addition beider Zahlenwerte für jede Stunde jedes einzelnen Monats die Größe des Faktors von $(I + D)_\alpha$ in der Gleichung (3a):

$$(I + D)_\alpha = (I + D)_o [(1 - w) K + \eta \cdot w] (1 - \alpha'')$$

ermittelt. Der Wert von $(I + D)_o$ wurde aus der Gleichung:

$$(I + D)_o = 0,32 \sin h_\odot \left(5,5 - \sqrt{\frac{1}{\sin h_\odot}} \right)$$

also mit den Potsdamer Konstanten (s. S. 5) ebenfalls für jede Stunde eines jeden Monats bestimmt. Das Produkt der Aufstellungen für den Faktor und für den Strahlungswert bei klarem Himmel $(I + D)_o$ für jede Stunde eines jeden mittleren Monatstages ergab schließlich den Wert $(I + D)_\alpha$, also die tatsächlich von der Meeresoberfläche aufgenommene Strahlung. Diese Werte von $(I + D)_\alpha$ sind in der Tabelle 5b in den Spalten 2—9 in $\text{mcal/cm}^2\text{min}$ wiedergegeben. Aus ihnen wurde für jeden Monat die Summe der kurzwelligen Einstrahlung $(I + D)_\alpha$ in $\text{cal/cm}^2\text{Monat}$ gebildet, die in Spalte 10 mitgeteilt ist.

Die Monatssumme der effektiven Ausstrahlung der Wasseroberfläche wurde in der Weise berechnet, daß die Gegenstrahlung entsprechend der Gleichung (5) unter Zuhilfenahme der im Linkeschen Taschenbuch (15) gegebenen Tabelle für $(0,194 + 0,236 \cdot 10^{-0.069^\circ})$ unter Benutzung des Ausdruckes $(1 - 0,765 w)$ ermittelt wurde. Die letztere Größe ist in der Spalte 10 der Tabelle 5a enthalten. Aus ihr wurde nach der angegebenen Gleichung die Gegenstrahlung G in Spalte 11 berechnet. Die wahre Ausstrahlung wurde nach der Formel $\sigma \theta_w^4$ ebenfalls nach den Werten des Linkeschen Taschenbuches bestimmt und in Tabelle 5a Spalte 14 eingesetzt. Die Differenz beider Größen ergibt nach Multiplikation mit $0,95 \cdot 30,4 \cdot 60 \cdot 24 = 41500$ die Werte der effektiven Ausstrahlung A der Wasseroberfläche in Spalte 11 der Tabelle 5b. Hierbei wird der Faktor 0,95 zur Berücksichtigung der Albedo der Wasseroberfläche für langwellige Strahlung eingefügt. Die Differenz zwischen den Spalten 10 und 11 der Tabelle 5b ergibt schließlich den Strahlungsumsatz S an der Wasseroberfläche in Spalte 12 der Tabelle 5b, der auch in Spalte 11 der Tabelle 5 erscheint.

Der Wärmeumsatz W im Meere wird als Restglied der Wärmehaushaltsgleichung $W = S - L - V$ ermittelt. Er ist in Tabelle 5 in Spalte 12 gegeben.

Schon die oberflächliche Betrachtung der hier ermittelten Daten der Monatszahlen des mittleren Wärmehaushaltes des östlichen Atlantik, die auch in Tafel I S. 12, Darstellung a, wiedergegeben sind, ermöglicht eine Reihe wichtiger Folgerungen. Es fällt zunächst auf, daß in der Spalte des Wärmeumsatzes (W) im Meere (Spalte 12, Tabelle 5) im Laufe des Jahres 32169 cal/cm^2 abgegeben werden, während nur 21332 cal/cm^2 aufgenommen werden. Diese Erscheinung kann nur als eine Folge der Wärmeverfrachtung durch den Golfstrom aus Gegenden mit stärkerer Wärmefaufnahme nach Norden gedeutet werden, für die hier auf einem von den bisherigen Methoden abweichendem Wege Zahlen erhalten werden. Es fällt weiter auf, daß im Juli und August eine Wärmefaufnahme des Wassers aus der Luft (L) entsprechend dem Gange der Temperaturen in Wasser und Luft besteht, daß aber in 8 Monaten des Jahres das Meer ununterbrochen erhebliche Wärmemengen an die Luft abgibt. Hierbei ist es besonders bemerkenswert, daß die Verdunstung einen starken jährlichen Gang mit einem Maximum im Winterhalbjahr aufweist. Für diesen starken jährlichen Gang der Verdunstung erkennt man zwei Ursachen:

1. den erwähnten Gang der Temperaturdifferenzen zwischen Wasser und Luft, bei dem im Sommer die Luft wärmer ist als das Wasser, im Winter dagegen kälter. Hierdurch wird der Dampfdrucksprung an der Wasseroberfläche im Sommer stark gegenüber den Winterwerten vermindert;

2. den starken jährlichen Gang der Windgeschwindigkeit, die in den Wintermonaten um ein Drittel höher als in den Sommermonaten ist.

Wenn man auch mit Sverdrup annehmen muß, daß die aus den Mittelwerten der Windgeschwindigkeit berechnete mittlere Verdunstung eines Meeresgebietes bei größeren Windgeschwindigkeiten verhältnismäßig weniger zunehmen muß, weil die Verdunstung mit der Windgeschwindigkeit nicht linear anwächst, so ist der jährliche Gang der Windgeschwindigkeit doch groß genug, um trotzdem einen erheblichen Gang der Verdunstung herbeizuführen. Es muß hierbei noch bemerkt werden, daß man einen noch größeren Unterschied zwischen der Sommer- und Winterverdunstung erhält, wenn man die neun Jahresreihen 1923—32 benutzt oder wenn man in dem Dickson'schen Material die von ihm sogar als besser bezeichnete Station Seven Stones für die Bestimmung der Wassertemperaturen nimmt.

Der starke jährliche Gang der Verdunstung mit einem Maximum im November fällt bei den Scilly-Inseln mit einem ähnlichen jährlichen Gang des Niederschlages zusammen. Die in Spalte 7 bzw. 15 der Tabelle 5 und in der Darstellung a₂ der Tafel I gegebenen mittleren Monatssummen der Verdunstung und des Niederschlages zeigen übereinstimmend das Maximum im Dezember und verhältnismäßig kleine Werte im Sommer. Hierbei ist die bei den Scilly-Inseln gemessene Niederschlagshöhe weit größer als die Verdunstung. Erstere

beträgt 809 mm, letztere nur 614. Die Ursache für diese Erscheinung ist z. T. wenigstens dadurch gegeben, daß eine 50 m hohe Insel immerhin eine Erhöhung der gemessenen Niederschlagsmenge über die im Meeresspiegel zu ermittelnde veranlassen wird, dieser Effekt reicht aber bei weitem nicht zur Erklärung der Differenz aus, so bleibt nur die Annahme, daß ein erheblicher Teil der Wärmezufuhr nach höheren Breiten in der Luft durch die Verfrachtung von in niederen Breiten gebundenem Wasserdampf in höhere Breiten stattfindet, wo seine latente Wärme bei der dem Niederschlag vorangehenden Kondensation frei werdend der Luft mitgeteilt wird.

Der Überschuß des Niederschlages über die Verdunstung entspricht hierbei $10\,000 \text{ cal/cm}^2\text{Jahr}$, ist also von der gleichen Größenordnung, wie die Wärme, die der Golfstrom dem östlichen Atlantik nach den vorliegenden Rechnungen in 50° Breite zuführt, die soeben mit $10\,000 \text{ cal/cm}^2\text{Jahr}$ bestimmt wurde.

In ähnlicher Weise kann gefolgert werden, daß der starke jährliche Gang der Verdunstung mit seinem Maximum in den Wintermonaten großenteils für die das Klima ausgleichende Wirkung des Weltmeeres verantwortlich ist, die sich als Minderung der Kontinentalität des Klimas über tausende von Kilometern in das Binnenland hinein fühlbar macht. Dadurch, daß über dem Meere eine starke Verdunstung im Winter besteht, wird es möglich, daß auch in höheren nördlichen Breiten ein erheblicher Winterniederschlag fällt, obwohl die dabei ausfallenden Wassermengen nicht unmittelbar wieder verdunsten können, sondern in Form einer Schneedecke zunächst dem Wasserkreislauf entzogen werden. Das Ausbleiben dieses Winterniederschlages und der Bewölkung, die eine Voraussetzung für ihn ist, kennzeichnet erst das extrem kontinentale Klima der höheren Breiten im Osten der Kontinente.

In diesem Zusammenhang sei noch auf den jährlichen Gang des Salzgehalts an der Oberfläche des Atlantik hingewiesen. Dieser ist nach G. Wüst in der Tabelle 6 wiedergegeben (31).

Das Maximum des Salzgehaltes liegt demnach auf der Nordhalbkugel im Frühjahr, das Minimum im Herbst. Auf der Südhalbkugel liegt entsprechend das Maximum im Oktober, das Minimum im Januar. Dieser Gang des Salzgehaltes könnte durch den jährlichen Gang der Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung erklärt werden, der im Frühjahr und Sommer ein Minimum, im Herbst und Winter ein Maximum hat. Allerdings muß darauf hingewiesen werden, daß bei Benutzung der obigen Tabelle noch kein Vergleich zwischen dem Jahresgang des Salzgehaltes an der Oberfläche und der Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung an demselben Punkte zu gewinnen ist.

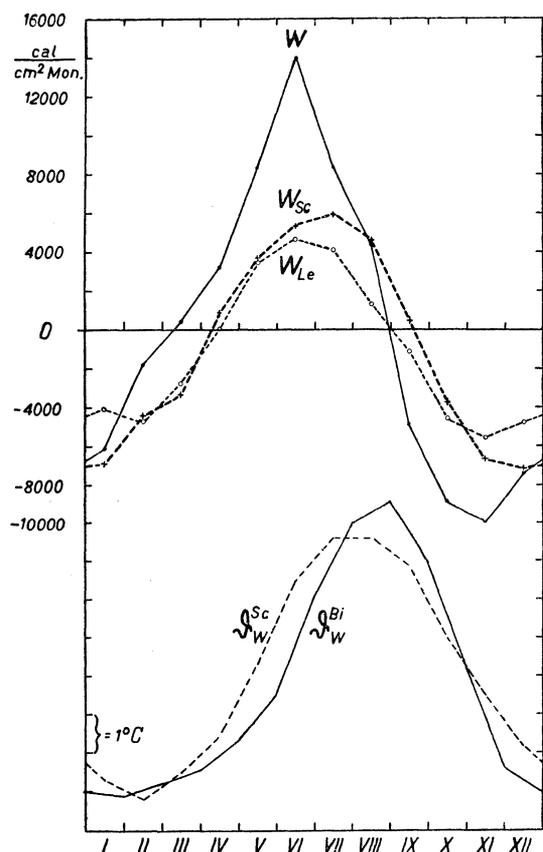


Abb. 5. Der jährliche Gang der Wärmehaushaltswerte W berechnet aus den Temperaturmessungen in der Biskaya von Helland-Hansen und der Oberflächentemperaturen in der Biskaya im Vergleich mit den entsprechenden Werten für die Scilly-Inseln.

Tabelle 6. Salzgehalt an der Oberfläche des Atlantik in Promille nach G. Wüst.

Ort	I	III	V	VII	IX	XI
62—63° N } 10—11° W }	35,26	35,27	35,27	35,25	35,19	35,23
56—58° N } 45—47° W }		34,83	34,63	34,61	34,40	34,56
41—42° N } 60—61° W }	34,45	35,79	34,96	34,80	34,37	34,22
52° S } 52° W }	34,09	34,05			34,13	34,17

Es bleibt noch übrig, den Zusammenhang zwischen den Wärmeumsatz im Meere, der aus den unmittelbaren Wassertemperaturmessungen abgeleitet werden kann, mit dem hier mittelbar erschlossenen Wärmeumsatz zu vergleichen. Temperaturmessungen im Meere an einem nicht allzuweit von den Scilly-Inseln entfernt liegendem Ort, nämlich in der Biskaya sind von Helland-Hansen (32) veröffentlicht worden. Integriert man die von ihm erhaltenen und von Fjeldstad (33) zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit im Meere benutzten Temperaturgänge, so erhält man die in Tabelle 5c in der Spalte 13 eingetragenen Werte W_{HH} . In Abb. 5 sind diese Gänge auch graphisch dargestellt. Man ersieht, daß zwischen der bei den Scilly-Inseln und der in der Biskaya umgesetzten Wärmemenge ein erheblicher Unterschied besteht, der unmöglich allein auf die zufällige Abweichung des Jahres, in dem die Helland-Hansenschen Messungen

stattfanden von den mittleren Verhältnissen, auf die sich die Berechnungen an den Scillys beziehen, erklärt werden kann. Vor allem erscheint auch die Phase zwischen beiden Wärmeumsatzkurven verschoben. Der Hauptgrund für diese Abweichungen der beiden Wärmeumsatzkurven voneinander dürfte darin bestehen, daß in die Wärmeumsatzberechnung aus den Temperaturwerten von Helland-Hansen nicht nur der Umsatz im Meere an einem bestimmten Ort eingeht, sondern auch die Temperaturbeeinflussung, die das Wasser auf seiner Strömung bis zum Beobachtungsort erfährt. Dies dürfte insbesondere die höheren Werte des aus den Temperaturzahlen berechneten Wärmeumsatzes erklären, da ja auch das Wasser des Golfes von Biskaya aus dem Golfstrom ersetzt wird. Tatsächlich kann bei einem Versuch der Berechnung des Wärmeumsatzes im Meere aus den Wassertemperaturen nicht festgestellt werden, ob die jährliche Wärmeabgabe oder -aufnahme größer ist, da im Mittel die Temperaturkurve nach jedem Jahreslauf wieder etwa die gleichen Tautochronen erreicht.

Im übrigen weist die Kurve der Oberflächentemperaturen des Meeres bei den Scilly-Inseln außer einer allgemein geringeren Amplitude ein wesentlich schnelleres Ansteigen auf. Es hat also ganz den Anschein, als ob das Meer in der Biskaya mit seiner wesentlich größeren Tiefe auch eine erheblichere Speichermöglichkeit für die Wärme besitzt. Qualitativ ist dieser Effekt bestimmt zu erwarten und auch in den später zu behandelnden Beispielen eines flachen Binnengewässers und eines Verdunstungskessels klar zu beobachten. Daß auch die Tiefe von weniger als 100 m, die bei den Scillys erlotet wurde, noch erhebliche Unterschiede des Wärmeumsatzes gegen sehr tiefes Wasser zustande kommen läßt, scheint aus den hier durchgeführten Rechnungen hervorzugehen.

In Abb. 6 ist noch der Zusammenhang zwischen der an die Luft abgegebenen Wärmemenge L und dem Temperatursprung an der Wasseroberfläche dargestellt. Die die Monatsmittel verkörpernden Punkte zeigen trotz des jährlichen Ganges der Windgeschwindigkeit eine gute Annäherung an eine Gerade, entsprechend der Formel:

$$L = 860 \Delta\theta \text{ (cal/cm}^2\text{Monat} \cdot \text{Grad).}$$

2. Der Wärmehaushalt des Atlantischen Ozeans bei den Shetland-Inseln.

Als Gegenstück zu dem Wärmehaushalt des Ozeans in 50° Breite wurde für die etwa auf 60° Breite liegende Station Lerwick auf den Shetland-Inseln ebenfalls der Wärmehaushalt berechnet. Es wurde hierbei das gleiche Material wie bei den Scilly-Inseln verwendet. Lediglich die Bewölkung wurde hier nach den normalen Sonnenscheindaten der M. W. R. eingesetzt. Ein Vergleich dieser Werte mit den Monatsmitteln der Bewölkung zeigt im Winter für die Summe $s/S + w$ einen um 15% zu kleinen Wert, im Sommer einen um 7% höheren Wert als die Einheit. Für die Bewölkung wurde der Wert $w = 1 - s/S$ eingesetzt, weil die Möglichkeit besteht, daß die Bewölkungsschätzungen im Winter zu gering ausgefallen sind. Die Berechnung der Größe s/S wurde aus den in M. W. R. gegebenen Daten des Sonnenscheins in Stunden und in Prozenten je Tag und der Abweichung vom langjährigen Mittel in der Formel ausgeführt:

$$\frac{s}{S} = \text{Sonnenschein in Proz. je Tag} \left(1 - \frac{\text{Abweich. in St. von Norm.}}{\text{Sonnensch. in St. je Tag}} \right).$$

Die Luft- und Wassertemperaturen wurden wieder wie bei den Scilly-Inseln aus der Arbeit von Dickson (28) entnommen.

Der Vergleich mit der neunjährigen Reihe von 1923—32 ergab in beiden Fällen etwas geringere Unterschiede gegenüber dem langjährigen Mittel als bei den Scilly-Inseln gefunden wurden. Die Höhe der Beobachtungsstation war auch in diesem Falle 100 Fuß = 30,4 m. Die relative Feuchtigkeit mußte wieder aus den neun Jahresmitteln 1923—32 berechnet werden. Sie zeigt, wie aus Spalte 5 der Tabelle 7 zu ersehen ist, eine deutliche Verminderung im Sommer. Die Station stand in diesen Jahren in 16,4 m Höhe. Auch die Windgeschwindigkeit wurde für diese Epoche in der gleichen Weise wie bei den Scilly-Inseln ermittelt. Das Schalenkreuz war in der großen Höhe von 94,4 m über dem Meeresspiegel in 12,8 m Höhe über Grund aufgestellt. Bei der Berechnung des Dampfdruckes aus der Lufttemperatur und der relativen Feuchtigkeit wurde auf diese Unterschiede in der Höhe Rücksicht genommen. Für die Ermittlung der Verdunstung wurde der Dampfdrucksprung $E_w - e_L$ an der Meeresoberfläche benutzt. In 50 m Höhe würde der Dampfdruckunterschied gegen die Meeresoberfläche um etwa 0,1 mm Hg = 10% größer ausfallen. Die Vergrößerung, die die Verdunstung unter Benutzung dieses Wertes erfahren würde, wird wieder durch die Verminderung der Windgeschwindigkeit ausgeglichen, die, wie gesagt, nicht in 30 sondern in 94 m Höhe gemessen wurde. Durch Auswertung mit der Kurve b in Abb. 2, die für 30 m Höhe über dem Meeresspiegel gilt, wird also bei Verwendung der unreduzierten Werte des Dampfdrucksprunges an der Meeresoberfläche und der Windgeschwindigkeit in 95 m Höhe die Verdunstung der Meeresoberfläche angenähert richtig erhalten.

In Tabelle 7 sind die Spalten in gleicher Weise wie in Tabelle 5 gegliedert. Das Ergebnis der Wärmehaushaltsrechnung ist in Tafel I, Darstellung c wiedergegeben. Entsprechend der höheren Breite und der

im ganzen größeren Bewölkung erreicht der Strahlungsumsatz an der Erdoberfläche im Sommer nicht die Werte, die an den Scilly-Inseln festgestellt wurden. Auch der Wärmeumsatz im Meere ist im ganzen geringer als in 50° Breite. Die Wärmeabgabe des Wassers übersteigt dagegen in noch höherem Maße die Wärmeaufnahme als bei den Scilly-Inseln. Sie ist hier gerade doppelt so groß, nämlich 27 500 gegen 13 750 cal/cm²Monat.

Tabelle 7. Shetland-Inseln (Lerwick).

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Monat	$w = \frac{1-s}{S}$	ϑ_w	ϑ_L 16 m über Grund	R 16 m über Grund	v 95 m über NN ¹⁾	N	eL 16 m über Grund	$\Delta\vartheta$ an der Oberfläche	Δe	S	W	L	V	V
	%	° C	° C	%	m. p. s.	mm	mm	° C	mm Hg	cal/cm ² Monat				mm
I	88	5,8	5,1	89	8,2	108	5,9	0,6	0,9	— 1 812	— 4 025	547	1 666	28,3
II	79	5,6	4,3	90	8,1	80	5,6	1,2	1,1	— 1 655	— 4 734	1074	2 005	34,0
III	69	5,3	4,2	87	6,6	80	5,4	1,0	1,1	— 2 112	— 2 776	791	1 773	30,1
IV	66	6,5	5,7	84	6,6	58	5,8	0,7	1,3	2 715	67	553	2 095	35,6
V	62	8,3	7,9	84	5,8	53	6,7	0,3	1,3	5 465	3 460	205	1 800	31,9
VI	69	10,1	10,3	84	5,9	45	7,9	—0,3	1,2	6 305	4 750	— 218	1 773	30,1
VII	73	11,6	11,7	85	4,9	58	8,8	—0,2	1,2	5 478	4 069	— 114	1 523	25,8
VIII	73	12,1	11,9	85	5,1	76	8,9	0,1	1,5	3 382	1 367	64	1 951	33,1
IX	69	11,3	11,1	85	6,0	76	8,4	0,1	1,5	1 281	— 1 050	74	2 257	38,3
X	75	9,4	8,4	85	6,9	100	7,0	0,9	1,7	— 1 003	— 4 569	736	2 830	48,0
XI	84	7,7	6,4	87	7,6	108	6,3	1,2	1,4	— 2 090	— 5 574	1030	2 454	41,6
XII	90	6,4	5,7	88	8,5	122	6,0	0,8	1,1	— 1 940	— 4 737	737	2 060	35,0
										+24 626	+13 713	+5811	—	—
										— 8 712	—27 465	— 332	—	—
										+15 914	—13 752	+5479	24 187	411,8
										964				

1) 13 m über Grund.

Die Verdunstung ist erheblich (um 33%) geringer als bei den Scilly-Inseln. Interessant ist, daß auch die an die Luft abgegebene Wärmemenge geringer ist als bei den Scillys, was offenbar mit dem geringeren Umfang des ganzen Wärmeumsatzes zusammenhängt. Der Wärmeverbrauch durch Wärmeabgabe an die Luft und Verdunstung wird in 60° Breite fast zu gleichen Teilen von der Strahlungswärme und der durch das Meer zugeführten Golfstromwärme bestritten, während in 50° Breite die Strahlungswärme noch etwa dreimal so groß ist als die Golfstromwärme.

Der in Tafel I Darstellung b_2 , gegebene Verlauf des Niederschlages im Vergleich zur Verdunstung des Meeres in 60° Breite zeigt, daß der Niederschlag die Verdunstung bedeutend übersteigt. Der jährliche Gang des Niederschlages hat ein ausgeprägtes Frühsommer-Minimum und Wintermaximum. Die Verdunstungskurve bleibt in allen Monaten weit unter den Werten des Niederschlages. Sie zeigt ein deutliches Herbstmaximum. Ihr gegenüber erscheint die Verdunstung in 50° Breite in Phase um einen Monat verschoben. Die bei den Shetland-Inseln im Wasser gespeicherte Wärme ist in Abb. 5 als dritte Kurve dargestellt und kann

hier am besten mit dem Wärmeumsatz des Wassers in der Biskaya und bei den Scillys verglichen werden. Der Wärmeumsatz ist im Winter und im Spätsommer also in seinen Extremwerten erheblich geringer als bei den Scilly-Inseln.

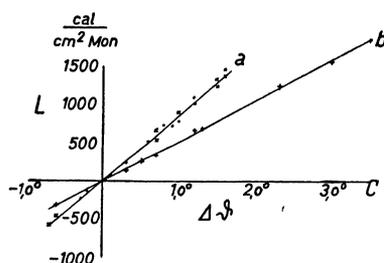


Abb. 6. Zusammenhang zwischen der vom Meere an die Luft abgegebenen Wärme mit der Temperaturdifferenz zwischen Meeresoberfläche und Luft.

Die Werte der zwischen Oberfläche und Luft ausgetauschten Wärmemengen sind in Abb. 6 als Kreise dargestellt. Sie fallen völlig in die schwach nach unten konvexe Kurve a, die auch die Beziehung zwischen den Wärmeumsatz zwischen Luft und Wasser in Abhängigkeit von dem Temperatursprung an der Wasseroberfläche bei den Scilly-Inseln bestimmt.

Die für die Ozeanverdunstung in 50° und 60° NB erhaltenen Werte von 61 bzw. 41 cm im Jahre schließen sich zwanglos an die von Wüst (34), W. Schmidt (35) und anderen gegebenen Verteilungen der Verdunstung an der Meeresoberfläche in Anhängigkeit von der Breite an, die bis zu 45° NB vorliegen. Dies ist an sich nicht verwunderlich, da auch Sverdrup bei Einführung seiner Verdunstungsformel und bei der Bestimmung ihrer Konstanten diese vorliegenden Verdunstungskurven diskutierte und berücksichtigte. Die hier gegebenen Kurven des jährlichen Wärmehaushaltes liefern allerdings darüber hinausgehend nicht nur die jährliche Verteilung der Verdunstung, sondern vor allem auch die Erkenntnis, daß zur Aufrechterhaltung dieser Verdunstung bei den bestehenden Strahlungsumsätzen im Meere ein Wärmestrom aus den niederen Breiten

erforderlich ist, der im Norden und Süden Englands von der gleichen Größenordnung ist und in 60° NB dem Meeresspiegel bereits eine Wärmemenge zuführt, die nahezu die Größe der durch Strahlung vom Meer in diesen Breiten aufgenommenen Wärmemenge erreicht.

Es sei in diesem Zusammenhange noch darauf hingewiesen, daß die Luft über dem Meer bei den Shetland-Inseln durch die Kondensation des Niederschlages ungefähr die doppelte Wärmemenge zugeführt erhält wie sie die Meeresoberfläche durch den Strahlungsumsatz und durch den Golfstrom zusammengenommen empfängt und im wesentlichen durch Verdunstung wieder an die Luft in Form von latenter Wärme abgibt. Die durch Kondensation des Niederschlagswassers der Luft zugeführte Wärme kann also nur etwa zur Hälfte aus der Verdunstung an Ort und Stelle kommen und muß zur anderen Hälfte aus den Gebieten mit Verdunstungsüberschuß zugeführt werden.

3. Der Wärmehaushalt des Indischen Ozeans bei Discovery Oostbank.

Um ein Beispiel für den Wärmehaushalt eines Tropischen Meeres zu geben, das in vieler Hinsicht ein Gegenstück zu den soeben behandelten Wärmehaushalten des östlichen Atlantik bildet, wurden die Beobachtungen von Discovery Oostbank bearbeitet. Die Beobachtungsstation ist ein Leuchtturm auf einer Korallenklippe zwischen Sumatra, Borneo und Java. Die Windbeobachtungen fanden auf dem Turm in 30 m Höhe statt. Außer dem Wind wurden der Niederschlag und die Sonnenscheindauer aufgezeichnet. Hiervon sind die Monatsmittelwerte von Wind und Niederschlag in den entsprechenden Veröffentlichungen aus Niederländisch Indien (36) zu entnehmen, die sich auf längere Reihen beziehen. Die Werte für die relative Sonnenscheindauer sind bisher nur für die Jahre 1927—1934 veröffentlicht. In die Tabelle 8 wurden unter s/S die Mittelwerte für diese Epoche eingesetzt.

Tabelle 8. Discovery Oostbank (Ind. Ozean).

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Monat	$\frac{s}{S}$	N	ϑ_w	ϑ_L	v 30 m über NN	w_r (rek.)	$\frac{w'}{w_r} =$ $\frac{w_r}{w_r + s/S}$	R (red. aus v)	e_L	S	W	L	V	V
	%	mm	° C	° C	m. p. s.	%	%	%	mmHg	cal/cm ² Monat				mm
I	65	169	27,7	27,4	6,6	64	50	86	23,5	6 016	— 299	235	6 080	96
II	74	96	28,0	27,5	5,9	52	41	86	23,6	7 370	1015	360	5 995	102
III	71	104	28,2	28,0	5,0	53	43	85	24,1	7 398	2258	125	5 015	85
IV	71	117	29,0	28,5	4,5	56	44	85	24,8	6 602	785	287	5 530	94
V	73	154	29,1	28,5	5,5	61	46	85	24,8	5 790	—1450	410	6 830	109
VI	73	105	28,8	28,4	7,0	54	43	86	24,9	5 961	—1395	326	7 030	111
VII	79	74	28,1	27,8	7,2	49	38	87	24,4	6 390	222	248	5 920	101
VIII	87	54	27,9	27,5	7,9	46	35	88	24,2	7 430	934	356	6 140	104
IX	84	53	27,8	27,4	7,2	46	35	87	23,8	7 645	1063	322	6 260	107
X	74	117	28,3	28,0	6,1	55	43	86	24,4	7 266	1132	224	5 910	101
XI	63	183	28,5	28,1	4,3	66	51	85	24,2	6 312	1260	222	4 830	82
XII	58	253	28,0	27,5	6,3	76	57	86	23,6	5 648	—1074	382	6 340	100
										—	+8669	—	—	—
										—	—4218	—	—	—
		1497								79 828	+4451	3497	71 880	1192

Tabelle 8a.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\vartheta_w - \vartheta_L$	0,3	0,5	0,2	0,5	0,6	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5 ° C
$E_w - e_L$	3,8	4,1	3,9	4,7	4,9	4,2	3,5	3,4	3,7	3,9	4,3	4,1 mm

Aus allen in den Tropen durchgeführten Untersuchungen von Sonnenscheindauer und Bewölkung geht hervor, daß die mittlere Sonnenscheindauer nicht ohne weiteres zur Berechnung der im Strahlungsumsatz wirksamen Bewölkung benutzt werden kann. Es liegt dies offenbar an dem in tropischen Küstengegenden häufigen Auftreten von Zirrusbewölkung, die einerseits als Bewölkung vermerkt wird, andererseits aber auch die direkte Sonnenstrahlung nicht völlig abschirmt, sondern am Sonnenscheinautographen Cambell-Stockes noch das Zustandekommen einer schwachen Brenns spur ermöglicht. Aus diesem Grunde ist im Küstengebiet von Niederländisch-Indien die Summe s/S + w stets erheblich größer als 1. Der Überschuß über die Einheit beträgt hierbei durchschnittlich 30% (37).

Für die praktische Rechnung ist dieser Einfluß sehr einfach dadurch zu beseitigen, daß man einen reduzierten Bewölkungswert w' einführt und mit ihm den Strahlungsumsatz berechnet. Es ist:

$$w' = \frac{w}{w + s/S}$$

Im Falle von Discovery Oostbank liegen unmittelbare Wolkenbeobachtungen nicht vor. Trotzdem ist zu erwarten, daß auch hier die an diesen tropischen Küsten ganz allgemein auftretende häufige Zirrusbewölkung den Wert s/S als zu groß erscheinen läßt. Um für diesen Beobachtungspunkt Werte für eine reduzierte Bewölkung zu erhalten, die als Grundlage einer Berechnung des Strahlungsumsatzes dienen können, mußte noch eine andere nur für tropische Gegenden geltende Beziehung herangezogen werden. Nach den Untersuchungen an verschiedenen Stationen des Küstengebietes in Insulinde besteht nämlich ein ziemlich eindeutiger Zusammenhang zwischen dem mittleren Niederschlag und der Bewölkung an einer und derselben Station. Dieser Zusammenhang zeigt an allen Stationen, für die Werte von Niederschlag und Bewölkung gleichzeitig vorliegen, nahezu den gleichen Verlauf. Die in Abb. 7 dargestellte Beziehung zwischen Niederschlag und Bewölkung in Batavia zeigt Streuung und Form der Abhängigkeit. Für die Punkte der Abb. 7 gilt die Beziehung:

$$w = 39 + 0,15 N,$$

wo N in Millimetern, w in Prozenten gemessen wird.

In Tabelle 8, Spalte 7, sind die aus dieser Gleichung rekonstruierten Bewölkungswerte für Discovery Oostbank mitgeteilt, die dann in Verbindung mit den beobachteten Werten von s/S zur Berechnung der reduzierten Bewölkungswerte w' in Spalte 8 benutzt wurden. Wie zu erwarten war, sind tatsächlich auch hier die Werte von $s/S + w$ etwa um 30% höher als die Einheit.

Zur Berechnung der Luft- und Wassertemperaturen standen die Karten dieser Temperaturen aus den Meeren zwischen den Holländischen Inseln zur Verfügung, die in den Klimaverarbeitungen von Niederländisch-Indien (38) mitgeteilt sind. Aus ihnen konnte der Wert der Wasser- und Lufttemperaturen in den Spalten 4 und 5 der Tabelle 8 entnommen werden.

Gewisse Schwierigkeiten machte die Erschließung der Luftfeuchte. Beobachtungen dieser unerläßlichen Größe fanden auf den Schiffen und auf den Leuchttürmen nicht statt. Dagegen fanden sich in dem Niederländischen Material eine Tabelle der Monatsmittel des feuchten Thermometers für eine Reihe von Küstenstationen, die versuchsweise zur Zeichnung der Isothermen des feuchten Thermometers verwandt werden konnten. Es war aber zu befürchten, daß die hierdurch zu ermittelnden Feuchtigkeiten durch Festlandseinfluß erheblich gefälscht wurden. Tatsächlich zeigten sich bei der Berechnung der relativen Luftfeuchtigkeit aus diesen Temperaturen des feuchten Thermometers, die das ganze Jahr über zwischen 24,2 und 24,9° C lagen, für diese Größe über dem Meer verhältnismäßig geringe in der Gegend von 73% liegende Werte. Diese relative Luftfeuchtigkeiten waren wesentlich kleiner als über dem benachbarten Festland, wo sie 83% betragen. Aus der Berechnung des täglichen Ganges des Dampfdruckes für Batavia konnte nun festgestellt werden, daß der verhältnismäßig niedrige Temperaturwert des feuchten Thermometers an den Küstenstationen durch die Verminderung des Dampfdruckes nicht in der Mittagszeit, etwa durch die Konvektion, verursacht wird, wie dies in den mittleren Breiten im Sommer die Regel ist, sondern während der Nachtzeit durch Taubildung während der dann verhältnismäßig besonders starken Abkühlung der Luft durch die nächtliche Bodenausstrahlung. In Batavia liegen z. B. die Monatsmittel des feuchten Thermometers um 0,4—0,9° C höher als die mittleren Temperaturminima. So muß angenommen werden, daß die Werte des feuchten Thermometers an Küstenstationen wesentlich niedriger liegen als über dem freien Meere, an dessen Oberfläche eine nächtliche Abkühlung nicht stattfindet. Man kann hierbei als mindeste relative Feuchtigkeit auch über dem Meere den mittleren Wert über den Küstenstationen von etwa 83% annehmen, der bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von etwa 3 m. p. s. eintritt. Um die Luftfeuchtigkeit über dem Meere trotz aller Schwierigkeiten näher zu bestimmen, wurde von der Tatsache ausgegangen, daß zwischen Windgeschwindigkeit und relativer Luftfeuchtigkeit über dem Meere eine Beziehung bestehen muß. Für die bisher untersuchten Fälle ergeben sich für Lerwick als Zusammenhang zwischen der mittleren relativen Feuchtigkeit die in Abb. 8

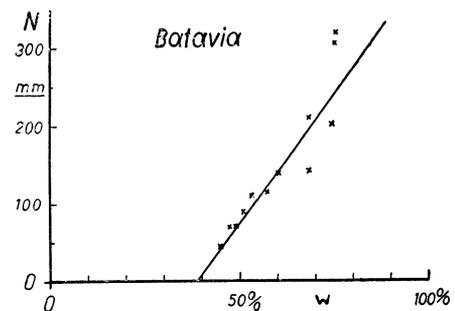


Abb. 7. Zusammenhang der Monatsmittel von Niederschlag und Bewölkung in Batavia.

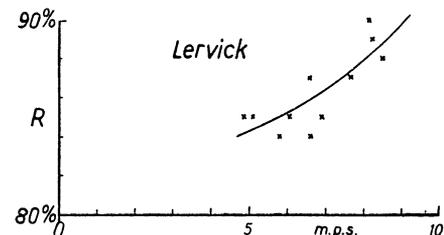


Abb. 8. Zusammenhang zwischen den Monatsmitteln der relativen Feuchtigkeit über dem Meere u. der Windgeschwindigkeit in Lerwick.

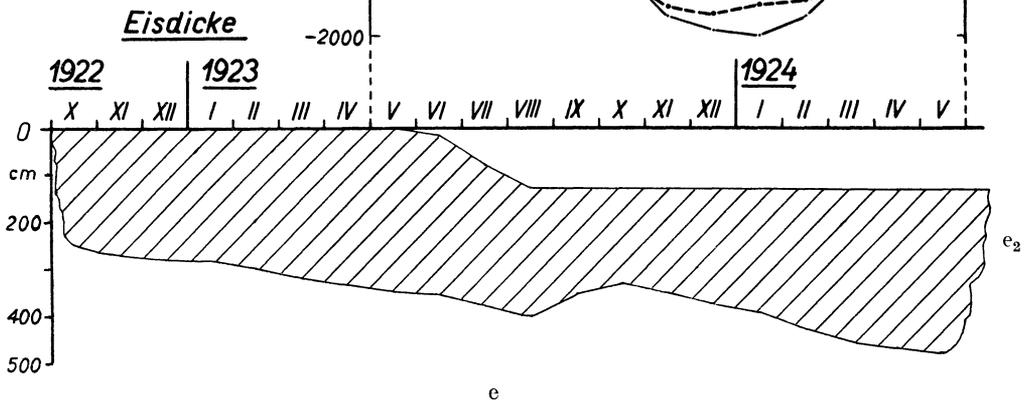
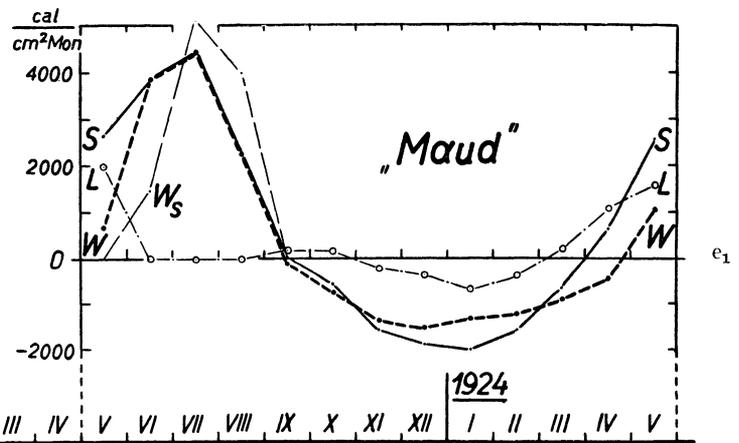
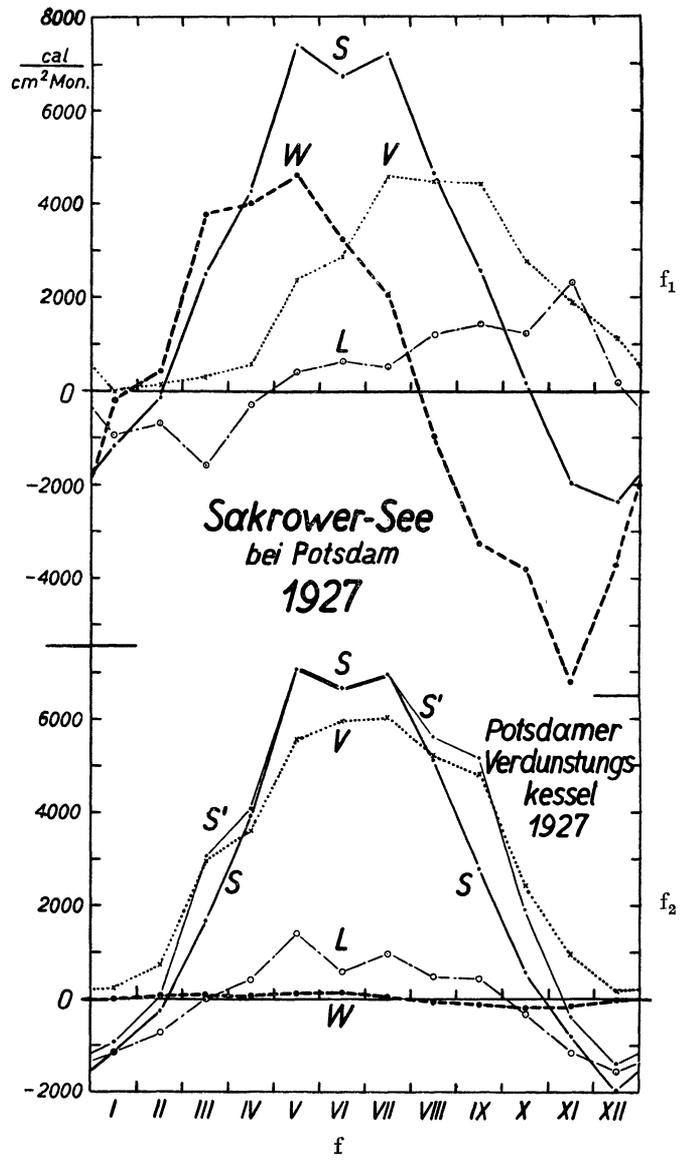
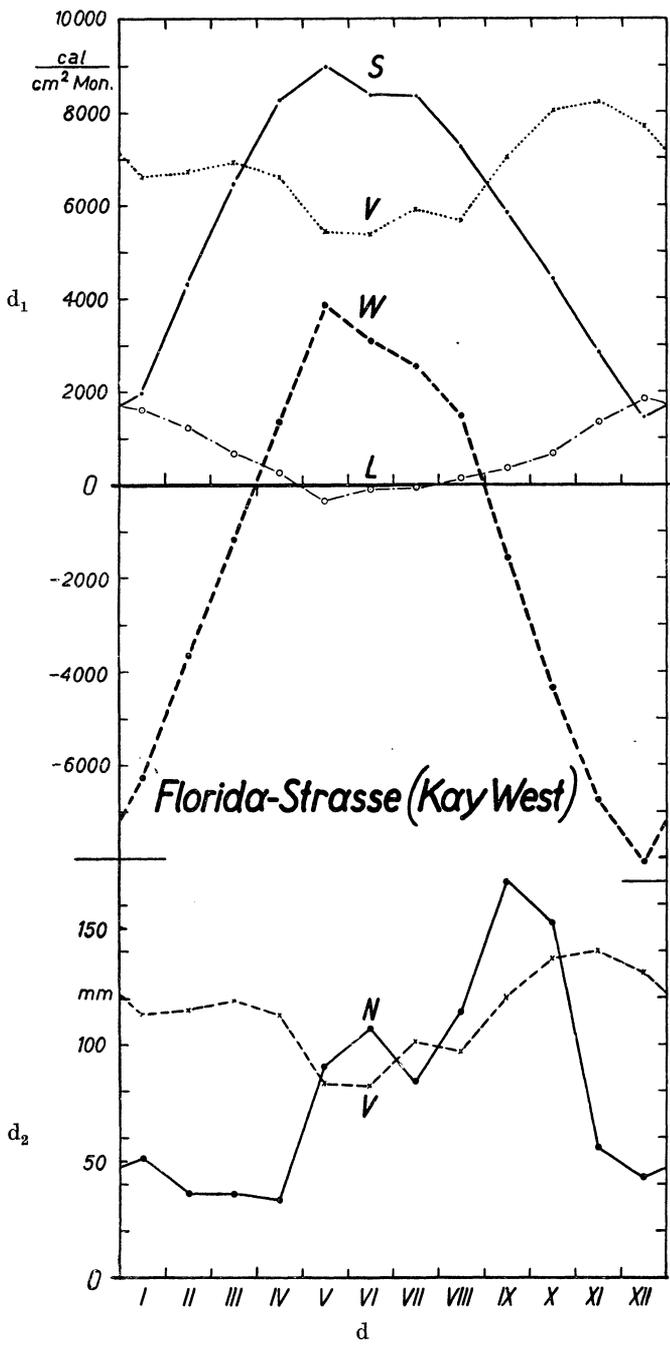
dargestellten Punkte. In diese Abbildung fügen sich auch die auf den Scilly-Inseln beobachteten Werte ein, während Stationen, die im Gebiete des absteigenden Luftstromes liegen, diesen Zusammenhang nicht zeigen. Die Werte der Station Batavia, die als Küstenstation mit der oben gegebenen Einschränkung in ihrer Verdunstung einer Wasserfläche ziemlich nahe kommen dürfte, könnten in die Abbildung ebenfalls mit 83% an der der Windgeschwindigkeit von 3 m. p. s. entsprechenden Stelle eingesetzt werden. Die aus der Mittelkurve der Abb. 8 entsprechend den Windgeschwindigkeiten, die hier beobachtet wurden, ermittelten relativen Luftfeuchtigkeiten über dem Meere bei Discovery Oostbank sind in die Spalte 9 der Tabelle 8 eingesetzt. Aus ihnen wurde in Verbindung mit Spalte 5 der Dampfdruck über dem Meere in Spalte 10 erhalten. Er dürfte für eine Höhe der Beobachtungsstation von etwa 10 m gelten. Mit diesem Dampfdruck, der Bewölkung in Spalte 8 und der Strahlungsintensitätsformel 4b mit den Konstanten $a = 0,34$ und $b = 5,0$ wurde der Strahlungsumsatz S für die Meeresoberfläche in der bekannten Weise berechnet und in Spalte 11 wiedergegeben. Die Verdunstung V , die in Spalte 14 eingesetzt wurde, wurde berechnet aus der Differenz $E_w - e_L$ (Tabelle 8a), die, wie gesagt, vermutlich für 10 m Höhe gilt, und der in 30 m Höhe gemessenen Windgeschwindigkeit nach der Kurve b in Abb. 4. Die so berechneten Verdunstungen können etwas zu gering sein, weil als Feuchtegefälle nicht die Dampfdruckdifferenz zwischen Meeresoberfläche und Luft in 30 m Höhe genommen wurde und man eine Abnahme des Dampfdruckes mit der Höhe annehmen muß.

Aus dem Verhältnis $L/V = 0,492 \frac{\Delta\theta}{\Delta e}$ wurde wiederum die Größe L in Spalte 13 und als Restglied des Wärmehaushalts die Größe der im Wasser umgesetzten Wärmemenge w berechnet. In Tafel I, Darstellung c_1 , sind die Ergebnisse dieser Rechnung graphisch wiedergegeben. Man ersieht aus ihr deutlich die jährliche Doppelwelle des Strahlungshaushaltes entsprechend den beiden Maximalständen der Sonne in 3° S. Nur wenig kleiner als der Strahlungsumsatz, der im ganzen Jahre $80\,000 \text{ cal/cm}^2$ der Meeresoberfläche zuführt, ist die Verdunstungswärme, während die Wärmeabgabe des Meeres an die Luft nur etwa den zwanzigsten Teil der durch Verdunstung an die Luft überführten Wärmemenge bildet. Die Verdunstung wird durch den jährlichen Gang der Windgeschwindigkeit etwas geändert und erreicht eine Abweichung von 20% vom Jahresmittel. Der Wärmeumsatz im Meere gleicht die Abweichungen des Strahlungsumsatzes und der bei der Verdunstung umgesetzten Wärmemenge vom Mittel aus und hat entsprechend der Tatsache, das Verdunstung und Strahlungsumsatz in gewissem Umfange gegenläufig auftreten, eine jährliche Doppelwelle von nicht unerheblicher Amplitude. Aus der Summenkolonne der Tabelle 8 geht hervor, daß die Meeresoberfläche etwa doppelt soviel Wärme im jährlichen Gang des Wärmehaushaltes aufnimmt als sie wieder abgibt. Dies braucht nicht ganz der Tatsache zu entsprechen. Denn, wie schon bei der Besprechung der Verdunstungsberechnung erwähnt wurde, ist es möglich, daß die Verdunstung einen etwas höheren Wert hat. Es genügt schon eine Erhöhung der Verdunstung um nur 5%, um das Überwiegen der Wärmeaufnahme über die Wärmeabgabe von $4400 \text{ cal/cm}^2\text{Jahr}$ zum Verschwinden zu bringen. Für eine solche Erhöhung spricht auch die Tatsache, daß die jährliche Verdunstung z. B. von Wüst mit 123 cm für 3° S im Indischen Ozean angegeben wird, während hier nur 119 cm erhalten wurden. Selbstverständlich wird weder der Gang der Zahlenreihen, noch ihre besprochene gegenseitige Zuordnung durch diese an sich geringfügige Erhöhung der Verdunstung geändert.

Von besonderer Bedeutung ist noch der jährliche Gang des Niederschlages im Vergleich zu der Verdunstung. Ihn zeigt Tafel I, Darstellung c_2 . Deutlich erkennt man, daß die Verdunstung auch über dem tropischen Ozean noch kleiner als der Niederschlag ist, obwohl in einigen Monaten, die auf dem Festlande der Trockenzeit entsprechen würden, der Niederschlag die Verdunstung unterschreitet. Während der Niederschlag rund 150 cm im Jahre beträgt, ist die gesamte Jahresverdunstung nur 120 cm. Den 30 cm Niederschlagsüberschuß je Quadratcentimeter und Jahr entspricht eine Wärmezufuhr bei der Kondensation dieses Niederschlagswasser in der Luft von $17\,500 \text{ cal/cm}^2\text{Jahr}$. Der Luft über dem tropischen Meere wird also entgegen aller Erwartung Wärme offenbar aus höheren Breiten zugeführt und nicht von dort an höhere Breiten abgegeben. Die Wärmezufuhr geschieht durch den Passat. Die Quelle der Lufterwärmung kann nach diesen Überlegungen kaum über den tropischen Gebieten liegen, sondern ist in den Passatgebieten zu suchen. Die gleiche Folgerung ist aus allen anderen Gegenüberstellungen von Niederschlag und Verdunstung über den Weltmeeren zu ziehen.

4. Der Wärmehaushalt des Golfstromes bei Key West in der Floridastraße.

Um auch einen Wärmehaushalt des Meeres in den Passatbreiten zu geben, wurde der Wärmehaushalt von Key West in der Floridastraße berechnet. Die meteorologischen Daten dieser Station sind den Veröffentlichungen des Monthly Weather Review (39) zu entnehmen. In den dort monatlich veröffentlichten Daten dieser Station sind Niederschlag, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Wind und Bewölkung gegeben. Außerdem



- d₁ Der Wärmehaushalt des Golfstromes bei Key West.
- d₂ Niederschlag und Verdunstung bei Key West.
- e₁ Der Wärmehaushalt im Polarmeer während der Maudexpedition.
- e₂ Die Eisdicke im Polarmeer 1923/24.
- f₁ Der Wärmehaushalt des Sakrower Sees bei Potsdam 1927.
- f₂ Der Wärmehaushalt eines Binde-mannschen Verdunstungskessels in Potsdam 1927.

Tafel II. Der jährliche Gang der Komponenten des Wärme- und Wasserhaushaltes einiger Wasserflächen.

werden dort jahrweise die Monatsmittel der Oberflächentemperaturen des Golfstromwassers in der Floridastraße und in der Karibischen See veröffentlicht. Diese Reihen liegen seit 1919 vor. Sowohl für die Wasser- als auch für die Lufttemperaturen sind langjährige Reihen mitgeteilt worden. Für die Bewölkung, die relative Luftfeuchtigkeit und den Wind wurden zunächst 7jährige Mittel 1926—1933 berechnet und der Untersuchung zugrunde gelegt. Eine später Verlängerung der Epoche zeigte, daß auch die Mittel über längere Reihen nur unwesentlich von den hier berechneten Zahlen abwichen.

Tabelle 9. Floridastraße (Key West).

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Monat	w	N	ϑ_w	ϑ_L 8 m über See	R 8 m über See	v 25 m H.	ϑ_w^k	w'	e_L	S	W	L	V	V
	%	mm	° C	° C	%	m. p. s.	° C	%	mm	cal/cm ² Monat				mm
I	45	51	23,8	20,8	84	4,1	26,2	39	15,5	1 990	— 6 256	1606	6 640	113
II	33	36	23,7	21,4	80	4,1	25,9	29	15,3	4 310	— 3 672	1232	6 750	115
III	40	36	23,8	22,6	76	4,4	26,0	35	15,6	6 480	— 1 166	676	6 970	119
IV	39	33	24,8	24,3	75	4,2	26,3	34	17,1	8 270	1 351	279	6 640	113
V	46	91	25,8	26,2	75	4,0	27,1	40	19,1	9 000	3 856	— 316	5 460	93
VI	54	107	27,5	27,7	78	3,5	27,5	47	21,7	8 395	3 097	— 92	5 390	92
VII	52	84	28,4	28,6	75	3,3	27,7	45	22,0	8 360	2 519	— 89	5 930	101
VIII	55	114	28,9	28,6	76	3,5	28,1	48	22,3	7 300	1 478	142	5 680	97
IX	56	170	28,6	27,9	79	4,0	28,3	49	22,2	5 880	— 1 556	366	7 070	120
X	50	152	27,5	26,2	80	4,1	28,1	44	20,4	4 430	— 4 334	694	8 070	137
XI	43	56	25,9	23,5	80	4,3	27,6	37	17,4	2 860	— 6 730	1350	8 240	140
XII	41	43	24,8	21,3	83	4,0	26,9	36	15,8	1 470	— 8 080	1840	7 710	131
										—	+12 301	+8185	—	—
										—	—31 794	— 497	—	—
		973								68 745	—19 493	+7688	+80 550	1371

Tabelle 9a.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\vartheta_w^k - \vartheta_w$	2,4	2,2	2,2	1,5	1,5	0,0	—0,7	—0,8	—0,3	0,6	1,7	2,1 ° C
$\vartheta_w - \vartheta_L$	3,0	2,3	1,2	0,5	—0,6	—0,2	—0,2	0,3	0,7	1,3	2,4	3,5 ° C
$E_w - e_L$	6,1	6,2	6,0	5,9	5,1	5,7	6,5	6,0	6,6	7,4	7,2	7,2 mm

In Tabelle 9 sind in den Spalten 2—7 die auf diese Weise festgestellten Monatsmittel von Bewölkung, Niederschlag, Wassertemperatur, Lufttemperatur, relativer Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit zusammengestellt. In Spalte 8 sind noch die Mitteltemperaturen der Meeresoberfläche in der Karibischen See hinzugefügt.

Bei der Berechnung der Elemente des Wärmehaushaltes aus diesen Daten mußten entsprechend den bisher gesammelten Erfahrungen einige Besonderheiten beachtet werden. So ist anzunehmen, daß auch hier, ähnlich wie in den Tropen, die Bewölkung einen größeren Zirusanteil enthält als es bei der Ableitung der Konstanten der Ångströmschen Formel vorausgesetzt wurde. Dementsprechend dürfte die Bewölkung für die Anwendung der Ångströmschen Formel etwas zu große Werte haben. Da über den Zirusanteil der Bewölkung keine Angaben vorliegen, ist der Reduktionsfaktor für die Bewölkung zunächst völlig offen. Aus der Tatsache, daß in den Tropen eine Erhöhung der Bewölkung durch den verstärkten Zirusanteil entsprechend den Beobachtungen in Batavia um etwa 25—30% besteht und daß noch in Malta auf 35° NB in den Wintermonaten, in denen dort allein eine stärkere Bewölkung beobachtet wird, die Summe von $s/S + w = 1,15$ ist, also eine Erhöhung der beobachteten Bewölkung um 15 Prozent stattfindet, muß auch mit einer erheblichen Größe des Zirusanteiles in Key West gerechnet werden, das auf 24,5° NB liegt. Es wurde angenommen, daß während des ganzen Jahres die Summe $s/S + w = 1,15$ ist, daß w dementsprechend für die Anwendung der Ångströmschen Formel um 15% vermindert werden muß. Die auf diese Weise erhaltenen Werte für w sind in der Tabelle 9 in Spalte 9 wiedergegeben. Diese Bewölkungszahlen wurden für die Berechnung des Strahlungshaushaltes S benutzt. Zur Ermittlung der in der Formel (3) auftretenden Strahlung von Sonne + Himmel bei klarem Wetter ($I + D$)₀ wurde die Formel (4) herangezogen, da Beobachtungen an dieser Stelle über diese Größe noch nicht vorliegen. Der in dieser Formel vorkommende Wasserdampfdruck der Luft wurde aus den Spalten 5 und 6 der Tabelle berechnet.

Die Höhe der Beobachtungsinstrumente für die Lufttemperatur und den Luftdruck über Grund betrug 3 m. Die Höhe des Barometers wird ferner mit 7 m über NN angegeben. Also kann auch auf eine

Höhe des Thermographen und Hygrographen von etwa 8 m über NN geschlossen werden. Für das 20 m über Grund stehende Anemometer ist nach der gleichen Überlegung eine Höhe von etwa 25 m über dem Meeresspiegel anzunehmen. Zur Berechnung der Verdunstung kann daher, ohne einen größeren Fehler befürchten zu müssen, die Kurve b der Abb. 2 wiederum eingesetzt werden. Sowohl durch die unter 50 m liegende Höhe des Anemometers als auch durch die geringere Höhe der Station über dem Meeresspiegel kann die berechnete Verdunstung etwas geringer ausfallen als die tatsächliche, doch dürfte dieser Fehler wenige Prozent nicht übersteigen.

Die Größe L der zwischen Wasseroberfläche und Luft ausgetauschten Wärme wurde aus dem Verhältnis $L/V = 0,492 \frac{\Delta\theta}{\Delta e}$ berechnet und der Wärmeumsatz im Meer W als das Restglied der Wärmehaushaltgleichung bestimmt. Die Zahlen für S, W, L und V sind in der Tabelle 4 in den Spalten 11—14 eingetragen. Die Verdunstung V in Millimeter in Spalte 15. In Tabelle 4a sind dann noch die aus den entsprechenden Spalten der Tabelle 4 zu ermittelnden Größen der Temperaturdifferenzen zwischen dem Karibischen Meer und der Floridastraße ($\vartheta_w^k - \vartheta_w$), die des Temperaturunterschiedes zwischen Wasser und Luft in 8 m Höhe über der Floridastraße $\Delta\vartheta = (\vartheta_w - \vartheta_L)$ und die Größe der Dampfdruckdifferenz zwischen Meeresoberfläche und Luft an der gleichen Stelle wiedergegeben.

Der in den Spalten 11—14 in Zahlen ausgedrückte Wärmehaushalt des Meeres in der Floridastraße ist in Tafel II, Darstellung d₁ wiedergegeben. Sofort erkennbar ist ein starkes Überwiegen der winterlichen Wärmeabgabe des Meeres gegenüber der sommerlichen Wärmeaufnahme. Im Laufe des Jahres ist die Wärmeaufnahme mehr als 10% geringer und die Wärmeabgabe mehr als 10% größer als in Lerwick auf den Shetland-Inseln. Im ganzen werden etwa 20000 cal/cm²Jahr Wärme der Oberfläche des Golfstromes in der Floridastraße entzogen. Der Grund für diese starke Wärmeabgabe ist die große Verdunstung, die rund 80000 cal/cm²Jahr benötigt. Sie entspricht damit mit 137 cm im Jahre der von Wüst in 25° NB für den Atlantischen Ozean als Mittel festgestellten Zahl von 140 cm im Jahre. Zur Aufrechterhaltung dieser Verdunstungszahl, die, wie oben erwähnt, noch um ein Geringes zu klein sein könnte, reicht die Strahlungszufuhr aus dem Strahlungsumsatz nicht aus. Es muß noch eine beträchtliche Wärmezufuhr durch den Golfstrom stattfinden. Um dies zu verdeutlichen, sind die Oberflächentemperaturen des Karibischen Meeres mitgeteilt, aus dem das Wasser des Golfstromes gespeist wird. Der Temperaturunterschied zwischen der Oberflächentemperatur in der Karibischen See und der Floridastraße ist in Tabelle 9a gegeben. Man ersieht aus dieser Zusammenstellung, daß gerade in den Wintermonaten, in denen die Wärmeabgabe des Wassers in der Floridastraße am bedeutendsten ist, dieser Temperaturunterschied erhebliche Beträge (bis zu 2,4° C) annimmt. In den Sommermonaten kehrt sich dagegen entsprechend dem Sonnenstande der Temperaturgradient zwischen Karibischem Meer und der Floridastraße um. Hier findet offenbar eine größere Wärmeaufnahme in der Floridastraße als in der Karibischen See statt. Der Grund hierfür liegt z. T. in einer verringerten Wärmeabfuhr in der Floridastraße durch eine verringerte Verdunstung. Im Winter tritt dagegen zu dem erheblichen Wärmezug durch die Verdunstung noch eine erhebliche Wärmeabgabe unmittelbar an die Luft (Spalte L), die im Sommer gleichfalls verschwindet, weil die Luft hier wärmer als das Meer wird.

Das Ergebnis dieser Berechnung des Wärmehaushaltes am Anfang des Golfstromes ist also die Erkenntnis, daß die warme Meeresstraße schon an ihrem Ursprung eine ganz erhebliche Wärmeabgabe an die Luft sowohl durch Verdunstung als auch unmittelbar durch Wärmeumsatz zwischen Luft und Oberfläche zu leisten hat. Infolge der dem Passat entsprechenden Ostströmung kommt diese Erwärmung übrigens im wesentlichen wieder der Luft über dem Golf von Mexiko zugute, dessen Wasser ebenfalls an dem Zustandekommen des Golfstromes beteiligt ist.

Im Gegensatz zu den Werten der Verdunstung ist der Niederschlag in Key West mit insgesamt 97 cm im Jahr mehr als doppelt so hoch als der von Wüst für 25° NB angegebene Durchschnittsniederschlag (42 cm). Die Hauptniederschläge fallen während der warmen Jahreszeit und sind wohl als Stauerscheinungen des Passat an den Inseln der nach Key West führenden Inselkette zu erklären. Auf alle Fälle besteht aber in Key West auch trotz des gegenüber den mittleren Verhältnissen dieser Breite zu hohen Niederschlages ein Gebiet, in dem die Atmosphäre von der Unterlage mehr Wärme aufnimmt als sie an sie abgibt. Denn hier ist die bei Kondensation des Niederschlagswassers freiwerdende Wärmemenge kleiner als die durch Verdunstung in latenter Form in die Atmosphäre beförderte. Die hauptsächlichste Wärmeaufnahme der Atmosphäre, jedenfalls über dem Meere, findet also über den Passatgebieten statt.

Die starke Wärmeabgabe des Golfstromes schon in der Floridastraße weist darauf hin, daß eine größere Wärmeaufnahme als Wärmeabgabe im Herkunftsgebiet des Golfstromes, also im Karibischen Meer, erfolgen muß. Es ist anzunehmen, daß in diesem Gebiet infolge hoher Luftfeuchtigkeit und wahrscheinlich auch geringer mittlerer Windgeschwindigkeit vor allem eine niedrigere Verdunstung besteht. Auch ist ent-

sprechend der geringeren Breite eine etwas höhere Strahlungsaufnahme zu erwarten. Der Wärmehaushalt dieses Gebietes zwischen 10 und 20° NB dürfte im übrigen den Verhältnissen des vorigen Beispiels Discovery Oostbank in 3° S nahekommen. Dem eben Gesagten entsprechend würde die Verdunstung mit 65 000 cal/cm²Jahr etwas niedriger als dort anzusetzen sein, während die Strahlung wie dort etwa 80 000 cal/cm² Jahr liefert. Als im Wasser verbleibender Wärmeüberschuß dürften daher etwas mehr als 10 000 cal/cm²Jahr anzunehmen sein (vgl. auch Abb. 9). Die durch die Küstenform bedingte Zusammendrängung des Oberflächenwassers des Karibischen Meeres auf etwa den sechsten Teil der ursprünglichen Breite macht es möglich, daß trotz der großen Wärmeabgabe von 20 000 cal/cm²Jahr in der Floridastraße der Golfstrom einen großen Teil seiner Wärme behält und als wärmebringende Meeresströmung sogar noch die Küsten des westlichen Europa maßgebend beeinflussen kann.

Würde diese Zusammendrängung durch die Floridastraße nicht stattfinden, so würde durch die starke Wärmeabgabe, die durch die Wärmehaushaltsbedingungen in Küstennähe in den Passatbreiten eintritt, nur eine wesentlich geringere Wirkung des Golfstromes in höheren Breiten auf der anderen Seite des Ozean stattfinden. Hierdurch dürfte sich der Unterschied zwischen dem Golfstrom und dem Kuro Schio, der entsprechenden Meeresströmung des Pazifischen Ozean entlang der Ostseite des Asiatischen Festlandes, als durch die besonderen Küstenverhältnisse bedingt erklären lassen.

Es muß außerdem noch beachtet werden, daß der Golfstrom auf seinem weiteren Weg über den Ozean keineswegs überall den gleichen ungünstigen Wärmeabgabeverhältnissen unterworfen ist, wie in der Floridastraße. Mit zunehmender Nordbreite wird die Verdunstung geringer, während der Strahlungsumsatz wenigstens zunächst nicht wesentlich vermindert wird. Die vollständige Berechnung des Wärmehaushaltes des Golfstromes bedarf allerdings noch wesentlich weitergehender Untersuchungen, die kaum allein auf die Daten beschränkt werden können, die die Inselstationen zu liefern imstande sind.

In diesem Zusammenhange sei darauf hingewiesen, daß die Berechnung der Oberflächentemperaturen der Floridastraße aus der Arbeit von Bönicke (40) nach graphischem Ausgleich der tatsächlich nur wenig zahlreichen Beobachtungen in diesem Gebiet, die er benutzen konnte, mit nur sehr geringen Abweichungen die gleichen Ergebnisse zeigte, wie die wesentlich eingehenderen amerikanischen Untersuchungen, die hier benutzt wurden. Da die Arbeit von Bönicke die Oberflächentemperaturen des gesamten Atlantik behandelt, liegt bezüglich eines wichtigen Elementes also bereits für die hier in Betracht kommenden Meeresstellen ein brauchbares Beobachtungsmaterial vor.

Es ergibt sich in diesem Zusammenhang auch die Frage, wie eigentlich das Zustandekommen der erheblichen Strahlungswärme zu denken wäre, die die hohe Verdunstung der freien Ozeane in den Passatgebieten von 15—25° NB aufrecht erhält, die in den Wüstschen Tabellen (34) angegeben ist und zur Aufrechterhaltung des Wasserhaushaltes der Erde unerlässlich angenommen werden muß. Für den Atlantischen Ozean beträgt diese Verdunstung 140—150 cm im Jahre, übersteigt also noch die für Key West gefundene. Andererseits ist hier an eine Wärmezufuhr aus anderen Meeresgebieten, wie es bei Key West der Fall ist, nicht zu denken. Eine so starke Verdunstung ist bei ausgeglichenem Wärmehaushalt nur denkbar, wenn die Bewölkung in diesen Passatgebieten nur etwa die Hälfte der in Key West wirksamen ist. Hierzu ist zu sagen, daß in Key West unter dem Einfluß der zahlreichen Nachbarinseln tatsächlich eine beträchtliche Erhöhung der Bewölkung gegenüber dem freien Ozean in gleicher Breite anzunehmen ist. Es ist auch der Niederschlag in Key West mit 93 cm etwas mehr als doppelt so groß als der Niederschlag in gleicher Breite

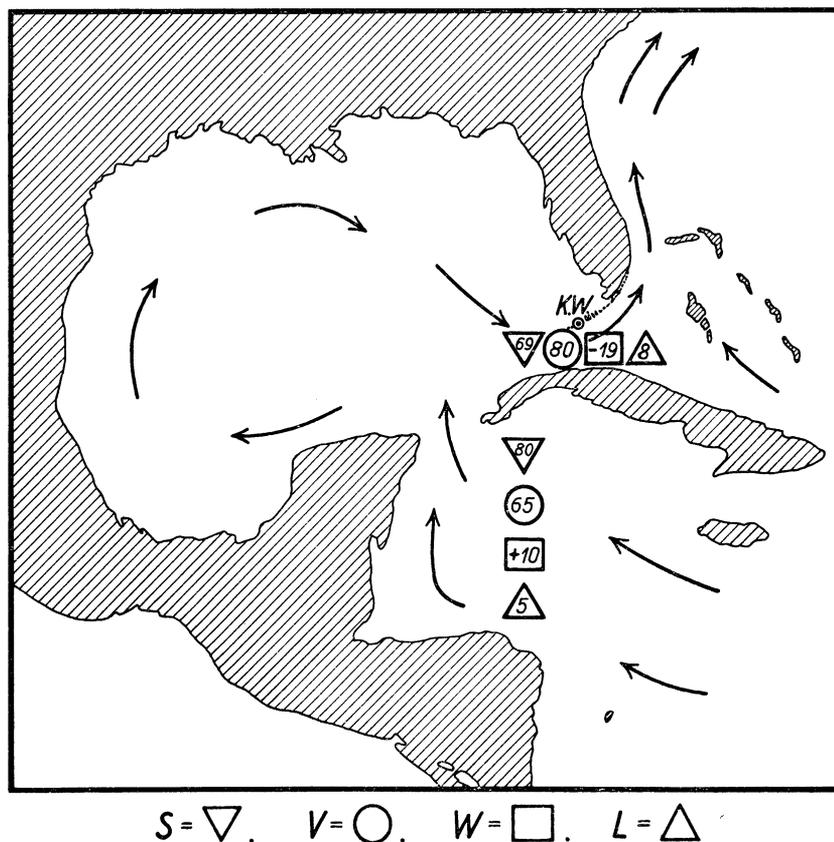


Abb. 9. Der Wärmehaushalt im Entstehungsgebiete des Golfstromes.

auf dem Atlantischen Ozean, den Wüst, wie schon erwähnt, mit 42 cm angibt. Außerdem ist die Bewölkungsmenge über dem Passatgebiet als niedrig bekannt.

Interessant ist für Key West auch die Gegenüberstellung der an die Luft abgegebenen Wärmemenge mit der Temperaturdifferenz zwischen Wasseroberfläche und Luft. Man erhält hierfür, wie in Abb. 6, Kurve b dargestellt, eine Gerade, die wesentlich schwächer geneigt ist als die für Lerwick und für St. Mary auf den Shetland- bzw. Scilly-Inseln gefundenen. Offenbar hängt die Neigung dieser Geraden mit der Windgeschwindigkeit, also dem Austausch zusammen, die in Key West mit einem Jahresdurchschnitt von nur 4 m. p. s. wesentlich niedriger als in Lerwick mit 6,7 m. p. s. und in St. Mary mit 7,0 m. p. s. ist.

5. Der Wärmehaushalt des Nordpolarmeeres nördlich von Sibirien beobachtet auf der Maud-Expedition im Jahre 1922/24.

Völlig andere Verhältnisse als auf dem freien Ozean herrschen in den arktischen Gewässern. Als Gegenstück zu den bisher untersuchten Wärmehaushalten von Stationen im Atlantischen und Indischen Ozean sei daher auch der Wärmehaushalt eines arktischen Meeres behandelt. Eine vollständige Untersuchung des Wärmehaushaltes während der Driftfahrt eines eingefrorenen Schiffes fand während der von Sverdrup geleiteten Norwegischen Nordpolarexpedition 1918—25 statt. Bei dieser Expedition wurde zum ersten Male überhaupt für eine vielmonatige ununterbrochene Beobachtungszeit die Ermittlung des gesamten Wärmehaushaltes angestrebt und durchgeführt. Die Veröffentlichungen der wissenschaftlichen Ergebnisse der Expedition durch Sverdrup und seine Mitarbeiter Malmgren und Mosby geben daher das vollständige Material für die einzelnen Komponenten des Wärmehaushaltes. Ihre Verarbeitung zu Wärmehaushaltsuntersuchungen geschah bereits im Expeditionswerk durch Sverdrup (41) selbst. Eine monatweise Berechnung des Wärmehaushaltes, die der hier für die anderen Stationen gegebenen entspricht, wurde dort noch nicht durchgeführt. Im folgenden sind die hier benutzten Teile des Expeditionswerkes von Finn Malmgren (42), On the properties of Sea ice (Vol. I Nr. 3), von Hakon Mosby Sunshine and Radiation (Vol. I Nr. 7) und von Sverdrup (41) Meteorology I (Vol. II) und Meteorology II (Vol. III) als „Malmgren“, „Mosby“ und „Sverdrup I und II“ bezeichnet und die entsprechenden Seitenzahlen und Tabellen zitiert.

Der Kurs der Expedition ist aus Mosby zu entnehmen (S. 24). Hiernach dauerte die Driftfahrt der Maud vom September 1922 bis zum Juni 1924. Die fortlaufende Registrierung der Sonnen- + Himmelsstrahlung begann 1923. Hiernach kommen für die Berechnung eines jährlichen Wärmehaushaltes nur die 13 Monate vom Mai 1923 bis Mai 1924 in Betracht. In dieser Zeit bewegte sich die Maud von 74,3° NB und 168° E bis fast 77° NB und 145° E. Zu Beginn ihrer Driftfahrt stand die Maud also halbwegs zwischen der Wrangel-Insel und den Neusibirischen Inseln.

Zur Bestimmung des Strahlungsumsatzes zwischen Eisoberfläche und Luft liegen von Mosby die Daten der Einstrahlungssummen für Sonne und Himmel je Monat vor, die in der Einheit cal/cm²Tag in der Spalte 6 der Tabelle 10 gegeben sind. Diese von Mosby als Tabelle 19 gegebene Zahlen wurden nur im Oktober und Februar etwas vermindert. Von großer Wichtigkeit ist die Bestimmung der Albedo α der Eisober-

Tabelle 10. Maud (Arktisches Meer 76° N).

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Jahr/Monat	w	N	ϑ_L	$\vartheta_0 - \vartheta_L$	J+D	α	v	\boxtimes	D _s	S	W	W _s	L	Eis- dicken D
	%	mm	° C	° C	cal/ cm ² · d	%	m. p. s.	cm	cm	cal/cm ² Monat				cm
1923 V	64	8,3	-12,9	—	592	76	3,9	30	—	2 640	652	—	1988	350
VI	91	11,4	-1,6	+0,1	500	69	4,5	—	14	3 844	3 844	1 440	0	337
VII	88	17,3	+ 0,2	-0,2	497	64	3,9	—	64	4 453	4 453	5 110	0	300
VIII	90	26,1	+ 0,1	-0,1	275	62*)	3,8	—	50	2 269	2 269	4 000	0	275
IX	87	6,6	- 7,2	—	140	76	4,4	—	—	78	—	110	—	188
X	82	4,0	-14,5	—	(55)	76	5,0	2	—	— 590	— 770	—	—	180
XI	55	3,5	-25,2	—	—	—	3,6	0	—	— 1 572	— 1 360	—	—	212
XII	28	5,2	-34,3	—	—	—	2,9	0	—	— 1 878	— 1 530	—	—	348
1924 I	31	1,0	-30,2	—	—	—	3,9	4	—	— 2 000	— 1 310	—	—	690
II	32	3,0	-33,5	-0,6	(36)	76	3,8	4	—	— 1 592	— 1 220	—	—	372
III	29	3,9	-31,6	-0,2	176	76*)	2,6	3	—	— 683	— 910	—	—	227
IV	37	0,9	-23,0	+0,5	381	76*)	4,1	2	—	— 630	— 460	—	—	1090
V	81	1,7	-11,0	+1,5	497	76	3,5	4	—	2 548	+ 1 030	—	—	1518
VI 23—V 24		84,6								VI 1923 bis V 1924	13 822 — 8 315	+11 596 — 7 670	10 550 —	+3203 —1622
											+ 5 507	3 926	10 550	+1581

V=0

*) Siehe Text.

fläche. Sie wurde von Sverdrup (I, S. 105) für das Frühjahr und (I, S. 108) für den Sommer durchgeführt. Er erhielt die Werte 76 bzw. 62%. Die α -Werte, die auf diese Weise durch Messungen belegt erscheinen, sind in Spalte 7 gekennzeichnet. Für die Monate Juni und Juli wurden die zwischen 62 und 76% liegenden in der Tabelle angegebenen Werte eingesetzt. Die Ausstrahlung wurde nach der von Mosby für die Darstellung seiner Messungen gefundenen Formel berechnet. Diese lautet:

$$A = (0,105 + 0,0014 \vartheta_L) (1 - 0,0089 \cdot w),$$

wo die Bewölkung w in Prozent gegeben ist. Diese Formel benutzte auch Sverdrup mehrfach zu Wärmehaushaltsüberlegungen. Die Bewölkung ist in Tabelle 10 in Spalte 2 und die Lufttemperatur ϑ_L in Spalte 4 gegeben. Die Differenz zwischen Ausstrahlung und der Strahlungsaufnahme aus Sonnen- + Himmelsstrahlung ergibt den Strahlungsumsatz der Eisoberfläche, der in Spalte 11 der Tabelle 5 wiedergegeben ist.

Die Berechnung des Wärmeumsatzes im Eise W führte Malmgren für die Wintermonate mit Wärmeabgabe (September bis April) durch (S. 65). Er benutzte dabei den Temperaturgradienten im Eise und die ebenfalls von ihm abgeleitete Wärmeleitfähigkeit des Eises. Für die Zeiten mit Wärmeaufnahme wurde in der vorliegenden Untersuchung in den beiden Maimonaten des Jahres 1923 und 1924 die vom Eise aufgenommene Wärmemenge aus der Temperaturzunahme des Eises bestimmt. In Abb. 10 sind für das Jahr 1923 die Tautochronen im Eis für den 1. Mai und den 1. Juni gezeichnet. Bei der Berechnung der Wärmeaufnahme des Eises mußte darauf Rücksicht genommen werden, daß die spezifische Wärme des Meereises, wie Malmgren in seiner Untersuchung zeigt, mit nach dem Gefrierpunkt hin zunehmender Temperatur ganz erheblich anwächst. In Abb. 11 ist dieser Zusammenhang zwischen der spezifischen Wärme c_{ϑ} und der Eistempe-

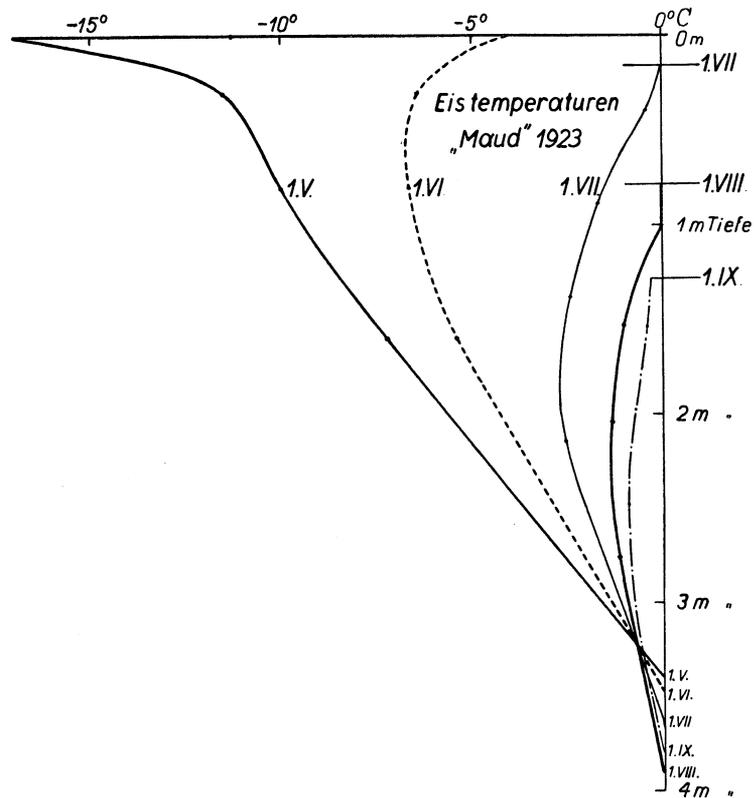


Abb. 10. Tautochronen der Eistemperaturen während der Maudexpedition April–September 1923 nach Malmgren.

peratur ϑ entsprechend den Malmgrenschen Messungen für einen mittleren Salzgehalt des Meereises von 6‰ gezeichnet. Hieraus erkennt man, daß die spezifische Wärme des Meereises für die Temperaturen des Mai mit etwa 1,1 angenommen werden kann, daß also die Wärmekapazität des Meereises bei einem spezifischen Gewicht desselben von 0,9 im Mai mit etwa 1,0 angesetzt werden muß. Für die eigentlichen Sommermonate Juni bis August wurde von der Voraussetzung ausgegangen, daß der Wärmeumsatz zwischen Eisoberfläche und Luft vernachlässigt werden kann. Denn es bestand ebensowenig ein nennenswerter Temperaturunterschied zwischen Eisoberfläche und Luft wie ein Dampfdruckunterschied zwischen Sättigungsdampfdruck an der Eisoberfläche und dem in der Luft darüber herrschenden Dampfdruck beobachtet werden konnte. Die relative Feuchtigkeit der Luft lag im Juli und August bei 97%, während die Lufttemperatur etwa bei $+0,1^{\circ}\text{C}$, die Temperatur der Eisoberfläche bei 0°C lag. Die Zahlen für W stimmen daher im Juli und August mit denen für S überein. Versucht man für den Juni unter Berücksichtigung der Zunahme der spezifischen Wärme des Meereises mit Annäherung an den Gefrierpunkt die vom Eise aufgenommene Wärmemenge W aus der Temperatursteigerung zu berechnen, so erhält man ganz entsprechende Werte. Hierbei muß natür-

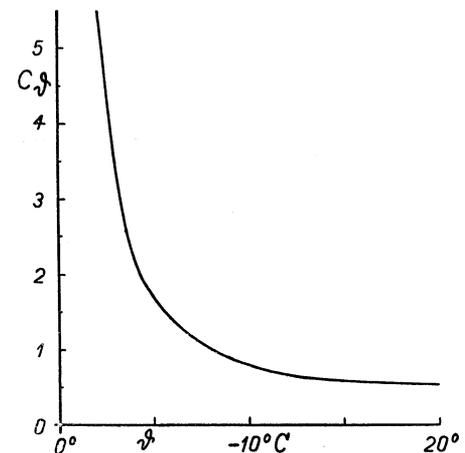


Abb. 11. Zusammenhang der spezifischen Wärme des Meereises bei mittlerer Salinität (6‰) in Abhängigkeit von der Temperatur nach Malmgren.

ratur ϑ entsprechend den Malmgrenschen Messungen für einen mittleren Salzgehalt des Meereises von 6‰ gezeichnet. Hieraus erkennt man, daß die spezifische Wärme des Meereises für die Temperaturen des Mai mit etwa 1,1 angenommen werden kann, daß also die Wärmekapazität des Meereises bei einem spezifischen Gewicht desselben von 0,9 im Mai mit etwa 1,0 angesetzt werden muß. Für die eigentlichen Sommermonate Juni bis August wurde von der Voraussetzung ausgegangen, daß der Wärmeumsatz zwischen Eisoberfläche und Luft vernachlässigt werden kann. Denn es bestand ebensowenig ein nennenswerter Temperaturunterschied zwischen Eisoberfläche und Luft wie ein Dampfdruckunterschied zwischen Sättigungsdampfdruck an der Eisoberfläche und dem in der Luft darüber herrschenden Dampfdruck beobachtet werden konnte. Die relative Feuchtigkeit der Luft lag im Juli und August bei 97%, während die Lufttemperatur etwa bei $+0,1^{\circ}\text{C}$, die Temperatur der Eisoberfläche bei 0°C lag. Die Zahlen für W stimmen daher im Juli und August mit denen für S überein. Versucht man für den Juni unter Berücksichtigung der Zunahme der spezifischen Wärme des Meereises mit Annäherung an den Gefrierpunkt die vom Eise aufgenommene Wärmemenge W aus der Temperatursteigerung zu berechnen, so erhält man ganz entsprechende Werte. Hierbei muß natür-

lich auch die Schmelzwärme hinzugerechnet werden, die zum Schmelzen der im Juni geschmolzenen Eisschicht von 14 cm verbraucht wird. Unmöglich wird die unmittelbare Berechnung für die Monate Juli und August, da die Kurve der spezifischen Wärme des Meereises bei der Temperatur von -2°C , die in beiden Monaten von der Eistemperatur überschritten wird, bereits sehr stark mit der Temperatur zunimmt. Die Eigenart der Erhöhung der Wärmekapazität des Meereises mit zunehmender Temperatur bringt es mit sich, daß hierdurch ein neuer Vorgang einer besonderen Art scheinbarer Wärmespeicherung zustande kommt. Er besteht darin, daß die Schmelzwärme W_s , Spalte 13, die zum Schmelzen der tatsächlich geschmolzenen Meereismenge verbraucht würde, wenn man sie mit 80 cal/cm^3 annehmen würde, im Juni die zugeführte Wärmemenge noch ganz erheblich unterschreitet, in den beiden folgenden Monaten aber wesentlich größer wird als die aufgenommene Wärmemenge. Die Erklärung für diese Erscheinung gibt der von Malmgren erkannte Mechanismus der Temperaturabhängigkeit der spezifischen Wärme des Meereises. Bei Temperaturen unterhalb des kryohydratischen Punktes der Meersalz-Wasserlösung von etwa -23°C ist das Meersalz völlig ausgefällt in dem Eis eingebettet, das nun die normale spezifische Wärme des Süßwassereises von 0,5 zeigt. Oberhalb des kryohydratischen Punktes bildet sich aus einem Teil des Eises in Verbindung mit dem Meersalz eine entsprechend der Temperatur mehr oder weniger konzentrierte Salzlösung, die schon bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt auftaut und bei ihrem Tauen Wärme verbraucht. Wenn bei Null Grad schließlich alles Eis schmilzt, braucht nur noch die Wärme für die noch nicht aufgetauten Teile des Eises zugeführt zu werden. In Wahrheit ist also die Schmelzwärme für eine Raumeinheit des Meereises, das vorher auf eine Temperatur wenig unter dem Gefrierpunkt gebracht worden war, wesentlich geringer als die des gleichen Meereises, das unmittelbar von tiefen Temperaturen aus geschmolzen wird. Man ist daher eigentlich nicht berechtigt, die Spalte 13 für die Schmelzwärme des geschmolzenen Eises aufrecht zu erhalten. Zu der Schmelzwärme des Eises kommt im Juni übrigens noch die Schmelzwärme der Schneedecke von 30 cm Stärke, die auf dem Meer im Mai 1923 beobachtet wurde.

Mit dem Wärmeumsatz im Meereis hängt die Dicke dieses Eises eng zusammen. Diese Größe ist in Zentimetern in Spalte 15 gegeben. Die Eisdicke wurde in den Sommermonaten des Jahres 1923 vom 20. Juni bis zum 18. Oktober fortlaufend gemessen (Malmgren S. 35 und 36). Für die Wintermonate liegen derartige Messungen nicht vor. Hier ergibt jedoch die Extrapolation der Eistemperaturen auf Null Grad ziemlich einwandfreie Werte der Eisdicke, die, soweit eine Kontrolle möglich war, mit denen übereinstimmen, die in den Zeiten der unmittelbaren Messungen festgestellt wurden. Ein Beispiel der Art der Extrapolation gibt die Abb. 10. Die während der ganzen Zeit des Einfrierens der Maud bestehenden Eisdicken sind vom September 1922 bis zum Juni 1924 in Tafel II, Darstellung e_2 wiedergegeben.

Deutlich erkennt man das gleichmäßige Anwachsen der Eisdicke vom Oktober bis Mai. Besonders interessant ist es, daß im Juni von oben her das Abtauen beginnt, während unten das Eis offenbar noch nachwächst. Erst, wenn im August das Abtauen oben aufgehört hat, beginnt auch von unten her ab das Eis zu schmelzen. Die geringste Stärke des Eises wird also nicht im Sommer, sondern im Oktober erreicht. Die Darstellung e_2 unterscheidet durch die Verlagerung der oberen Kante des Eises beim Abschmelzen zwischen dem Stärkenverlust durch Abschmelzen von oben und durch Abtauen von unten. Ebenso wurde in der Temperaturdarstellung der Abb. 16, um die Temperaturänderungen der gleichen Eisstellen zu erhalten, auf die Verlagerung der Oberfläche nach unten durch das Abschmelzen Rücksicht genommen und die in der Abbildung auf der Null-Grad-Achse angemarkten Oberflächenhorizonte für den 1. Juli, 1. August und 1. September eingetragen.

Bezüglich der Abschmelzung des Eises ist noch zu sagen, daß die in der Tabelle 10 Spalte 10 mitgeteilte Dicke der abgeschmolzenen Eisschichten um 15% geringer ist als die von Malmgren (S. 34) angegebene. Diese Verminderung erfolgte entsprechend einer Mitteilung von Sverdrup (S. 108), daß in der Nähe des Schiffes etwas zu hohe Eisabschmelzungen beobachtet wurden. Sverdrup schätzt die Gesamtabschmelzung auf 120 cm. Malmgrens Tabelle gibt 143 cm. Hier sind 128 cm angenommen (Spalte 10).

Der Niederschlag und die Schneedecke ist in Spalte 3 und 9 der Tabelle 10 angegeben. Die gegenüber den Verhältnissen des Winters 1923/24 verhältnismäßig große Schneehöhe des Winters 1922/23, die im Mai zu 30 cm harten Schnee über dem Eis führte, wie Malmgren (S. 34) angibt, wird dadurch verständlich, daß seit Dezember 1922 bis April 1923 einschließlich 27,5 mm Niederschlag fielen. Übrigens wurde die Schneedecke über dem Eis im Winter 1922/23 mehrfach entfernt und darauf wieder neuer Tribschnee darüber geweht.

Zur Ermittlung der Wärmeabgabe an die Luft unmittelbar und mittelbar durch Verdunstung liegen die Temperatur-, Wind- und Feuchtigkeitsbeobachtungen auf dem Schiff vor.

Aus den Feuchtigkeitsbeobachtungen geht hervor, daß der Dampfdruck in der Luft nicht nur im Sommer, sondern auch im Winter gleich dem Dampfdruck über dem Eis ist. Dieser Sachverhalt ist auch von Sverdrup an anderer Stelle klar hervorgehoben worden. Die Verdunstung kann daher bei der Berechnung des Wärmehaushaltes im Polarmeer vernachlässigt werden. Hierdurch ist es möglich, den Wärme-

umsatz zwischen Erdoberfläche und Luft als Differenz des Strahlungsumsatzes und des Wärmeumsatzes im Eise zu berechnen. Für diesen Wärmeumsatz zwischen Oberfläche und Luft im Winter gab Sverdrup eine Formel an (I, S. 100). Sie lautet:

$$L = (0,0044 - 0,00026 \cdot w) v$$

Die nach dieser Formel errechneten Werte des Wärmeumsatzes zwischen Oberfläche und Luft wurden etwa 30% größer als die durch Differenzbildung ermittelten. Hier wurde an den durch die Differenzbildung ermittelten Zahlen festgehalten. Zu einer genaueren Untersuchung der Größe von L müßte der Temperaturgradient zwischen Oberfläche und Luft bekannt sein. Für diese Größe liegen aber erst seit Februar 1925 Werte vor (Sverdrup II, S. 480—490), die in der Spalte 5 zusammengestellt wurden. Würde man, wie es bereits in Abb. 5 für die Meeresstationen geschehen ist, den Wärmeumsatz zwischen Eisoberfläche und Luft in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz zwischen Oberfläche und Luft darstellen, so erhielte man aus diesen vier Punkten für die Monate Februar bis Mai keineswegs eine eindeutige Gerade, wie es bei allen Meeresstationen der Fall ist, sondern eine erhebliche Streuung. Die ist bei einem Vergleich von Temperaturgradienten und Wärmeumsätzen aus verschiedenen Jahren nicht verwunderlich. Auf alle Fälle scheint die Neigung dieser Geraden noch geringer zu sein als die für Kay West ermittelte und in Abb. 6 dargestellte. Die in Spalte 8 gegebenen Windgeschwindigkeiten in Masthöhe zeigen auch, daß die Windgeschwindigkeiten nur recht gering sind.

Der Wärmehaushalt ist in Tafel IIe₁ in seinem Jahresgang dargestellt. Deutlich erkennt man, daß auch noch über dem Polarmeer eine große Wärmeaufnahme im Sommer und eine entsprechend große Wärmeabgabe im Winter eintritt. Eine Wärmeabgabe an die Luft durch Verdunstung findet überhaupt nicht statt. Eine Wärmeabgabe durch Wärmeleitung wird in nennenswertem Umfange nur für das Frühjahr festgestellt und gibt hier offenbar Veranlassung zu der schnellen Erhöhung der Lufttemperatur von den tiefen winterlichen Werten bis in die Nähe des Gefrierpunktes. Wie im Sommer alle Wärme, die aus der Sonnenstrahlung aufgenommen wird, zur Schmelzung des Eises verbraucht wird, so wird im Winter der größte Teil der durch Ausstrahlung abgegebenen Wärme durch den Wärmestrom aus dem Eise gedeckt. Nur ein kleiner Teil wird, besonders im Januar, aus der Luft an die schneebedeckte Eisoberfläche herangeführt.

Die Summierung der in den Spalten 11—14 gegebenen Wärmemengen ergibt für das Jahr 1923/24 einen Überschuß an Einnahme durch Strahlung von 5500 cal/cm², von denen 4000 cal/cm² mehr vom Eise aufgenommen als abgegeben werden. Dem würde entsprechen, daß die im Oktober 1922 gemessene Eisdicke 250 cm betrug, während im Oktober 1923 nur 200 cm Eisdicke gemessen wurden. Man könnte also annehmen, daß die starke Wärmeaufnahme des Sommers 1923 den Aufbruch des Eises im Sommer 1924 veranlaßt hat, doch steht dieser Auffassung die Gleichheit der allerdings nur extrapolierten Eisdicke im Mai 1923 und 1924 entgegen.

Erst durch weitere Untersuchungen kann daher festgestellt werden, ob tatsächlich eine Art Zyklus des Wärmehaushaltes des Meereises besteht. Dieser muß aus dem Grunde erwartet werden, weil im Sommer das freie Wasser eine nicht unerhebliche Verdunstung aufweisen wird, während eine Vermehrung der Wärmeaufnahme aus der Strahlung wegen des stets niedrigen Sonnenstandes und der dabei starken Reflexion der Wasseroberfläche nicht in gleichem Umfange zu erwarten ist. Durch die Verdunstung würde daher dem nicht von Eis bedecktem Meere eine erhebliche Wärmemenge entzogen, die zu einer so starken Eisbedeckung im darauffolgenden Winter führt, daß das Eis im zweiten Sommer nicht auftauft. Die über dem geschlossenen Eis im Sommer verminderte Wärmeabgabe führt aber zu dem hier beobachteten Überschuß an Wärmeaufnahme, der im zweiten Sommer wieder den Aufbruch des Eises ermöglicht.

Die geringe, während des Winters von der Luft an die Eisoberfläche abgegebene Wärmemenge zeigt, daß die Kaltluft über dem Polarbecken wesentlich durch die Eigenausstrahlung der Luft an den Oberflächen der unteren Wolken entsteht und wenig mit einem Wärmeverlust der Luft an die Erdoberfläche zu tun hat. Der Wärmehaushalt der Luft über dem Polarbecken ist im übrigen durch eine nur verhältnismäßig kleine Wärmeaufnahme aus der Kondensation des später als Niederschlag ausfallenden Wolkenwassers gekennzeichnet, der die Wärmeabgabe durch Ausstrahlung sowohl an den Oberflächen der unteren Wolken als auch an der oberen Emissionsschicht entgegensteht.

6. Der Wärmehaushalt des Sakrower Sees bei Potsdam im Jahre 1927 als Beispiel für ein Binnengewässer in Norddeutschland.

Von dem Wärmehaushalt des offenen Meeres weicht der Wärmehaushalt von Binnengewässern erheblich ab, weil die umgebenden Festlandsgebiete ihrerseits in hohem Maße an der Temperaturbildung über

dem Wasser beteiligt sind. Andererseits ist bei hinreichender Tiefe auch bei einem Binnengewässer die Speicherfähigkeit des Untergrundes unverhältnismäßig größer als bei jeder Art von festem Boden. Für den Wärmehaushalt eines Binnengewässers sind daher ganz bestimmte, nur ihm zukommende Eigenschaften zu erwarten. Als ein passendes Beispiel eines Binnengewässers wurde der Sakrower See bei Potsdam gewählt, für den im Jahre 1927 durch das Institut für Meereskunde Tiefentemperaturmessungen angestellt wurden. Diese sind u. a. von Defant (44) zum Nachweis der Sprungschicht in tieferen Gewässern und ihrer theoretischen Behandlung benutzt worden. Für die Daten des Strahlungsumsatzes an der Seeoberfläche können die Wolken- und Sonnenscheinbeobachtungen von dem nur 7,8 km entfernten Observatorium Pots-

Tabelle 11. Sakrower See 1927.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Monat	w'	ϑ_0	ϑ_L^{Pd}	e_L^{Pd}	NPd	V_{Pd}^{Wild}	$\Delta\vartheta_{Sa}$	Δe_{Sa}	v_{Pd}	S	W	L	V	V
	%	° C	° C	mmHg	mm	mm	° C	mm Hg	m. p. s.	cal/cm ² Monat				mm
I	82	0,5	2,0	4,8	48,5	11,2	-1,2	0,0	4,9	- 1 163	- 200	- 963	0	0,0
II	73	-0,5	0,5	4,1	21,5	13,3	-1,0	0,1	3,8	- 130	435	- 705	140	2,4
III	61	5,0	7,3	5,8	24,8	30,3	-2,0	0,2	4,3	2 502	5 780	-1600	322	5,4
IV	68	7,4	7,0	6,0	103,8	28,7	-0,3	0,5	5,2	4 290	4 000	- 290	580	9,7
V	53	11,8	10,5	6,8	42,2	46,8	0,5	1,3	4,8	7 395	4 620	405	2 370	39,8
VI	63	16,4	14,2	9,1	111,8	44,8	0,8	1,7	4,4	6 750	3 250	630	2 870	48,2
VII	62	20,2	18,8	12,4	165,8	50,5	0,8	3,1	3,8	7 250	2 050	605	4 595	77,4
VIII	59	20,9	17,3	11,9	142,4	39,2	1,5	2,8	4,2	4 687	- 1 000	1207	4 480	75,3
IX	53	17,6	14,2	9,7	34,5	40,5	1,4	2,2	5,4	2 590	- 3 250	1414	4 426	74,4
X	63	12,3	9,3	7,3	26,2	26,5	1,3	1,5	5,1	207	- 3 800	1227	2 780	46,7
XI	86	7,2	2,0	5,0	30,1	12,4	2,0	1,0	5,0	- 1 987	- 6 220	2313	1 920	32,2
XII	67	-3,0	-3,7	3,2	21,9	5,3	0,3	0,6	5,3	- 2 341	- 3 700	195	1 164	19,6
										+35 671	+18 135	+7996	—	—
										- 5 621	-18 170	-3558	—	—
					773,5	349,5				+30 050	- 35	+4438	25 647	+431,1

Tabelle 11a. Potsdam (Verdunstungskessel).

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Monat	$\frac{V^{Wild}}{V^{2000}}$	V	$\vartheta_0 - \vartheta_L$	$E_0 - e_L$	ϑ_0	$\frac{\Delta\vartheta_0}{\Delta t}$	$(I+D)_\alpha$	A	$\frac{S}{(I+D)_\alpha} - A$	$\frac{S' = V}{+L+W}$	W	L	V	V 1909—13 Grim- nitzsee
		mm	° C	mm Hg	° C	°C/Monat	cal/cm ² Monat		cal/cm ² Monat					
I	—	(4,0)	-1,0	0,1	(1,0)	-0,4	977	2115	- 1 138	- 943	-10	-1171	238	27,0
II	—	(12,3)	-0,8	0,4	(-0,3)	2,9	2 275	2520	- 245	84	72	- 716	728	29,0
III	1,64	49,7	0,0	1,5	7,3	3,2	5 040	3370	1 670	3 040	80	0	2 960	44,0
IV	2,11	60,6	0,37	1,7	7,4	2,0	7 090	3150	3 940	4 052	50	397	3 605	59,5
V	2,00	93,6	1,66	3,2	11,2	3,8	11 070	3980	7 090	7 058	95	1393	5 570	121,1
VI	2,23	100,0	0,76	3,7	15,0	4,8	10 030	3380	6 650	6 665	120	595	5 950	154,8
VII	2,49	(126,0)	1,45	5,5	20,3	1,2	10 620	3630	6 990	8 505	30	975	7 500	155,8
VIII	2,23	87,5	0,65	3,6	18,0	-2,9	8 490	3370	5 120	5 607	- 72	469	5 210	136,2
IX	2,00	81,0	0,49	2,8	14,7	-4,0	6 485	3680	2 805	5 154	-100	434	4 820	86,4
X	1,54	40,8	-0,38	1,3	9,0	-7,3	3 620	3063	557	1 932	-182	- 316	2 430	53,8
XI	1,28	15,9	-0,5	0,2	1,5	-6,3	1 253	2046	- 793	- 375	-157	-1164	946	38,0
XII	—	(3,0)	-1,0	0,05	-4,4	-1,0	981	2950	- 1 969	- 1 395	- 25	-1550	180	30,0
									+34 822	+42 097	+447	+4263	—	—
									- 4 145	- 2 713	-546	-4917	—	—
		674,4							+30 677	+39 384	- 99	- 654	40 137	936,0

dam (45) aus dem gleichen Jahre verwendet werden. Auch die übrigen meteorologischen Daten, vor allem Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit, sowie die Windgeschwindigkeit können, soweit sie überhaupt übertragbar sind, den Beobachtungen dieser Station entnommen werden. Für die Berechnung der Strahlung von Sonne + Himmel, die von der Seeoberfläche aufgenommen wurde $(I + D)_\alpha$, konnten ohne weiteres die Wolken- und Sonnenscheinbeobachtungen in der üblichen Weise benutzt werden. Als Bewölkungsmaß wurde wieder $w' = \frac{W}{w + s/S}$ verwandt (Tabelle 11, Spalte 2). Die Berechnung der Strahlungsaufnahme im Juli machte ein verfeinertes Verfahren notwendig, da hier im Gegensatz zu allen übrigen Monaten in den 6 um den Mittag liegenden Stunden eine wesentlich geringere Bewölkung als in den anschließenden Vormittags- und Abendstunden herrschte. Es war im Mittel von 9—15 Uhr $w = 0,55$ und von 6—9 und 15—18 Uhr

$w = 0,60$. Durch eine Berücksichtigung des täglichen Ganges der Bewölkung konnte auch hier ein hinreichend genauer Wert der Strahlungsaufnahme gefunden werden.

Für die Berechnung der Ausstrahlung der Wasseroberfläche nach der Ångströmschen Formel wurden zunächst die Lufttemperatur- und Feuchtigkeitswerte, die am Observatorium beobachtet wurden, eingesetzt. Diese Maßnahme erschien in erster Näherung berechtigt, da es in noch nicht 1 km Entfernung östlich der Havelseen liegt.

Zur Ermittlung des Wärmeumsatzes im Wasser wurden die Tautochronen aus der von Defant gegebenen Darstellung des Temperaturganges im Sakrower See in verschiedenen Tiefen für die Monatsanfänge gezeichnet. Sie sind in der Abb. 12 dargestellt. Aus der Differenz der Dampfdrucke zwischen Seeoberfläche und den in Potsdam beobachteten Dampfdrucken konnte unter Berücksichtigung der in Potsdam gemessenen Windgeschwindigkeit

unter Benutzung der Kurve b in Abb. 4 nach der Sverdrupschen Formel ermittelt werden. Aus dem Verhältnis der Differenzen $\vartheta_w - \vartheta_L$ und $e_w - e_L$ zwischen der Seeoberfläche und Meteorologischen Observatorium konnten auch, außer den Werten für die Verdunstung, Werte für L aus der Beziehung $L/V = 0,492 \frac{\vartheta_w - \vartheta_L}{e_w - e_L}$ berechnet

werden. Ein Vergleich der so berechneten Zahlen für $S - W$ einerseits und $L + V$ andererseits zeigte, daß im Sommer für $L + V$ doppelt so große Zahlen errechnet waren, als nach den Berechnungen von $S - W$ gefunden wurde. Diese Erscheinung kann nur damit erklärt werden, daß der Feuchtigkeits- und Windgradient, der zur

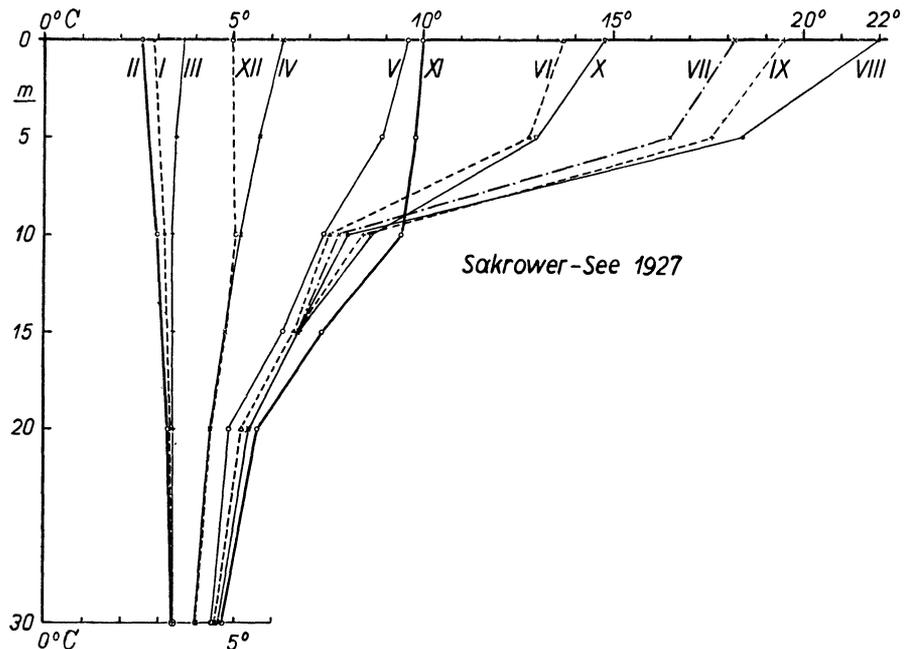


Abb. 12. Tautochronen des Sarkower Sees nach Möller.

Ermittlung der Verdunstung benutzt wurde, erheblich zu groß angenommen war. Es wurde daher mit dem halben Temperatur- und Feuchtegradienten gerechnet, indem man von der Überlegung ausging, daß sowohl die Lufttemperatur als auch die Luftfeuchtigkeit über dem See durch die Wasseroberfläche erheblich gegenüber den Verhältnissen auf einer weiter vom Wasser abliegenden Station beeinflusst waren. Es war anzunehmen, daß die mit diesen Gradienten berechneten Werte für den Wärmeumsatz zwischen Wasser und Luft und die Verdunstung in ihrer Summe nicht mehr allzuweit von den Werten für die Differenz $S - W$ abweichen würden.

Unter Voraussetzung der Lufttemperaturen $\vartheta_L^{Sa} = \vartheta_w - \frac{\vartheta_w - \vartheta_L^{Pd}}{2}$ und der Dampfdrucke $e_L^{Sa} = E_w - \frac{E_w - e_L^{Pd}}{2}$, wo ϑ_L^{Pd} und e_L^{Pd} die für die Station des Meteorologischen Observatoriums Potsdam gefundenen Werte bedeuten, ließen sich dann zunächst die endgültigen Werte für die Gegenstrahlung der Atmosphäre nach der Ångströmschen Formel (5) und damit in Verbindung mit den an sich bereits einwandfrei zu ermittelnden Größen ($I + D$), und w auch für den gesamten Strahlungsumsatz S erhalten.

Die Bestimmung des Wärmeumsatzes W im Wasser aus den Tautochronendifferenzen bot zunächst die unerwartete Schwierigkeit, daß im März und April ganz unwahrscheinlich hohe Wärmeaufnahmen und entsprechend im November und vermutlich auch im Dezember viel zu hohe Wärmeabgaben auftraten, für die keine entsprechende Wärmezufuhr oder Wärmeabgabe aus der Kurve des Strahlungsumsatzes S nachgewiesen werden konnten. Eine Betrachtung der Tautochronen der Wassertemperaturen bis in großen Tiefen in Abb. 12 zeigt als Erklärung dieser Erscheinung, daß die Temperaturen in diesen Monaten bis in große Tiefen hinein sich parallel nach höheren oder geringeren Werten verschieben, ohne daß es wie im Sommer zur Ausbildung einer Grenzschicht kommt. Die Erklärung für diese Parallelverschiebung ist vermutlich darin zu suchen, daß die Beobachtungen aus der tiefsten Stelle des Sees durchgeführt wurden, in der der Seegrund bei einer Gesamtbreite des Sees von nur 0,5 km bis unter 40 m herabging. Der See umfaßt dabei nur ein verhältnismäßig kleines Gebiet großer Wassertiefe und ist besonders in seinem Südteil verhältnismäßig flach. In diesen flachen Teilen tritt naturgemäß bei der beginnenden stärkeren Bestrahlung im Frühjahr eine wesentlich stärkere Erwärmung ein als in dem tiefen Teil, in dem eine größere Wasserschicht zur

Aufnahme der Wärme vorhanden ist. Durch Strömungen im See und durch den Austausch werden diese Erwärmungen auch den tieferen Teilen des Sees mitgeteilt. Man muß also die an der tiefsten Stelle beobachtete Frühjahrserwärmung und Herbstabkühlung zu einem erheblichen Teil der Advektion wärmerer bzw. im Herbst früher erkalteter Wassermassen aus den flacheren Gebieten des Sees zuschreiben. Unter Benutzung plausibler Verdunstungs- und Wärmezufuhrbedingungen aus der Luft wurde für die advektive Wärmezufuhr im März etwa 25%, im April etwa 20% des gesamten aus der Differenz der Tautochronen ermittelten Wärmeumsatzes bestimmt. Ähnliche Strömungsvorgänge scheinen die Ursache für eine starke Temperaturerhöhung der tieferen Schichten im Oktober zu bilden. Für die Herbstmonate wurden daher der Wärmeumsatz im Oktober um 30% vermindert und für die Monate November und Dezember eine Wärmezufuhr von 30% zu dem aus den Tautochronen ermittelten Betrage angenommen. Bei Beachtung der gemessenen Größen des Wärmeumsatzes in den einzelnen Monaten wird mit diesen Annahmen auch für die Mitte des Sees die durch Advektion zugeführte und abgeführte Wärmemenge kompensiert.

Für die Monate März bis November gelang es, auf diese Weise die mitgeteilten Werte von $S - W$ zu ermitteln. Die Werte von V und L wurden dann aus den Gleichungen:

$$S - W = V + L \text{ und } L/V = 0,492 \cdot \frac{\vartheta_o - \vartheta_L^{Pd}}{E_o - e_L^{Pd}}$$

bestimmt. Sie sind in Tab. 11 in den Spalten 13 und 14 enthalten.

Es wurde schon erwähnt, daß die aus der Formel von Sverdrup für die Verdunstung (Formel 8, S. 9) mit den Potsdamer Werten für e_L^{Pd} und v ermittelte Verdunstung etwas mehr als das Doppelte dieser Zahlen war. Zur endgültigen Bestimmung der mutmaßlich an der Oberfläche des Sakrower Sees tatsächlich vorhandenen Temperatur- und Dampfdrucksprünge wurde angenommen, daß die Gleichung bestände:

$$E_o - e_L^{Sa} = \Delta e_{sa} = V/V' \cdot (E_o - e_L^{Pd}) \text{ und} \\ \vartheta_o - \vartheta_L^{Sa} = \Delta \vartheta_{sa} = V/V' \cdot (\vartheta_o - \vartheta_L^{Pd}).$$

Die auf diese Weise berechneten Werte für Δe_{sa} und $\Delta \vartheta_{sa}$ sind in den Spalten 9 und 8 der Tabelle wiedergegeben.

Eine andere Schwierigkeit bildete die Behandlung des mutmaßlichen Wärmehaushaltes des Sees in den Monaten Januar und Februar und auch im Dezember. In diesen Monaten muß in den märkischen Gewässern gewöhnlich mit einer Eisbildung gerechnet werden. Trotzdem konnten für die ersten Monate des Jahres Wassertemperaturen von etwa 3° C angegeben werden. Die diesbezügliche Untersuchung der Temperaturreihe des Meteorologischen Observatoriums ergab, daß der Winter 1926/27 recht milde war und nur kurzdauernde Kälteperioden aufwies, die in den späten Dezember und in den Februar fielen. Die Ausbildung einer stärkeren bleibenden Eisschicht auf der Oberfläche dieses Gewässers fand daher vermutlich erst im Februar statt. Sie dürfte bei einer sich an den Temperaturrückgang unmittelbar anschließenden Erwärmung noch in demselben Monat zum Auftauen gekommen sein. Es erübrigt sich aus diesem Grunde die Einführung von Korrekturen an dem Wärmeumsatz im Wasser für das Auftauen bzw. Gefrieren einer die Oberfläche bedeckenden Eisschicht. Ein Gefrieren in erheblicher Stärke ist dagegen bestimmt in der starken Kälteperiode Mitte Dezember 1927 eingetreten, zu welcher Zeit auch die Wassertemperaturbeobachtungen aufhörten. Dieser Erscheinung wurde durch Anfügen von —1000 cal/cm² Monat frei werdender Gefrierwärme entsprechend einer 12 cm starken Eisschicht zu der zu etwa —2700 cal/cm² Monat ermittelten Wärmeabgabe des Wassers Rechnung getragen. Der auf diese Eisbildung folgende Schneefall änderte weiterhin völlig die Oberflächenverhältnisse des Sees und setzte insbesondere seine Verdunstung in der zweiten Monatshälfte stark herab, die in der ersten Monatshälfte wegen der noch hohen Übertemperatur des Wassers über die Luft beträchtlich war.

Während im Dezember die starke Wärmeabgabe des Wassers durch Ausstrahlung durch eine erhebliche Wärmezufuhr aus dem Wasser ausgeglichen werden konnte, fehlte entsprechend der Lage der Tautochronen eine solche starke Wärmeabgabe des Wassers im Frühjahr. Die Ausstrahlungswärme mußte also im wesentlichen durch Wärmezufuhr aus der Luft ersetzt werden. Dieser Annahme stand zunächst die in der Seeoberfläche beobachtete ziemlich hohe Temperatur von + 2,5° C in diesen beiden Monaten entgegen. Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß es in jedem Winter auf einem See zu kürzeren oberflächlichen Eisbildungen kommt, die dann ganz erheblich geringere Oberflächentemperaturen als die Luft anzunehmen vermögen, wurden hier für die Oberfläche des Sees ganz erheblich geringere Temperaturen eingeführt, als sie im Wasser an bestimmt eisfreien Tagen beobachtet wurden. Diese Temperaturen sind in der Tabelle Spalte 3 als nicht beobachtet durch den Druck gekennzeichnet. Der dann angenommene negative Temperatursprung zwischen Luft und Wasseroberfläche in den Monatsmitteln gibt die Möglichkeit der Annahme eines Wärme-

flusses aus der Luft an die Wasseroberfläche, der in den beiden ersten Monaten des Jahres 1927 bestimmt bestanden hat. Die Verdunstung ist hierbei vor allem auch wegen der fast verschwindenden Differenz der Dampfdrucke zwischen Wasser bzw. Eis und Luft bestimmt sehr klein gewesen.

Das Ergebnis dieser mit erheblichen Schwierigkeiten verbundenen Berechnung des Wärmehaushaltes eines Sees ist auf Tafel II f₁ graphisch dargestellt. Deutlich erkennt man den großen Unterschied zwischen den Wärmehaushaltsdiagrammen aller Meeresgebiete und dem des Sees. Wegen der höheren Wassertemperaturen erscheint zunächst die Kurve des Strahlungsumsatzes etwas niedriger als die bei den Scilly-Inseln, die, auf der gleichen Breite liegend, wohl am besten zum Vergleich herangezogen werden kann. Hierbei ist allerdings zu beachten, daß bei den Scilly-Inseln Mittelwerte über mehrere Jahre benutzt wurden, während am Sakrower See das immerhin mehr als normal bewölkte Jahr 1927 ausgewertet wurde. Der charakteristische Unterschied tritt bei der Kurve des Wärmeumsatzes W im Wasser zutage. Während der Wärmeumsatz im Meere etwa phasengleich mit der Strahlungskurve erfolgt, indem die im Sommer gespeicherte Wärme im Winter wieder abgegeben wird und hierdurch die ausgleichende Wirkung des Meeres in Erscheinung tritt, ist die Zeit der Wärmeaufnahme des Sees deutlich auf das Frühjahr verlagert, während schon im August die Wärmeabgabe beginnt, die im November ihren Höchstwert erreicht und im Januar verschwindet. In entgegengesetztem Sinn verschoben verläuft die Verdunstung, die ein großes Maximum von Juli bis September aufweist und auch im Spätjahr noch ganz beträchtlich ist. Auch der Wärmeumsatz zwischen Luft und Wasser ist in der zweiten Hälfte des Jahres erheblich, während er während der ersten vier Monate negative Werte hat.

Dieser Verlauf der Wärmeumsatzkurve wird in dem ersten Frühjahrsmonat März offenbar durch die wesentlich stärkere Erwärmung des benachbarten Festlandes und der damit verbundenen Abgabe von Wärme aus der Luft an das Wasser bedingt. Auch in den weiteren Frühjahrsmonaten hat die Luft, da sie wesentlich wärmer als das Wasser des Sees ist, trotz ihrer geringen relativen Feuchtigkeit noch einen den Dampfdruck der Wasseroberfläche fast erreichenden Dampfdruck. Es werden also nur verhältnismäßig kleine Verdunstungswerte erreicht. Nähert sich im Sommer die Temperatur des Wassers der der Luft, so treten auch höhere Dampfdruckdifferenzen zwischen Wasser und Luft auf, es wird eine größere Verdunstung möglich und die Wärmeaufnahme des Wassers sinkt, ja sie wird sogar im letzten meteorologischen Sommermonat, dem August negativ, wobei das Maximum der Verdunstung eintritt. Diese Verhältnisse bleiben den ganzen Herbst hindurch bis zum Dezember. Gegenden in der Nähe eines ähnlichen Gewässers müßten daher ein verhältnismäßig kaltes Frühjahr und einen warmen Herbst haben, da auch der Wärmeumsatz zwischen Luft und Wasser dem gleichen Gesetz wie die Verdunstung folgt, nur daß er im Winter sogar negative Werte annehmen kann.

Die Größe der Verdunstung des Sees im Jahre beträgt 431 mm. Sie ist also wesentlich geringer als die 614 mm betragende Verdunstung bei den Scilly-Inseln. Der Wärmeumsatz im Wasser steht dagegen dem auf den Scilly-Inseln, was die Wärmeaufnahme betrifft, nur wenig nach. Ebenso verhält es sich mit dem Strahlungsumsatz und der an die Luft abgegebenen Wärmemenge.

Der hier erstmalig auf Grund des Wärmehaushaltes ermittelte jährliche Gang der Verdunstung eines Sees weicht beträchtlich ab von den Verdunstungsgängen, die man mit Hilfe von einem Verdunstungsgefäß auf einem Floß auf dem Grimnitzsee (46) ermittelt hat (Abb. 13). Zunächst ist die Verdunstung auf dem Grimnitzsee im Mittel mehr als doppelt so groß als die des Sakrower Sees und dann weist sie ein deutliches Maximum im Juni und Juli auf, während das hier gefundene Maximum, wie bereits besprochen, vom Juli bis September besteht. Der Grund für diese Abweichung kann nur zum Teil darin liegen, daß die Station auf dem Grimnitzsee offenbar in einer sehr freien Lage sich auf dem kreisrunden See von etwa 2,5 km Durchmesser befand, wodurch auch die Wildsche Waage am Ufer dieses Sees etwa 75% höhere Werte als z. B. die in Potsdam zur gleichen Zeit aufgestellte Verdunstungswaage zeigte.*) Die völlig verschiedenen jährlichen Gänge der Verdunstung im Kessel und der durch die Wärmehaushaltsmessungen ermittelten lassen sich hierdurch nicht erklären.

Aus diesem Grunde muß es als ein besonders glücklicher Zufall angesehen werden, daß gerade im Jahre 1927 an dem Meteorologischen Observatorium Potsdam Verdunstungsbeobachtungen mit einem

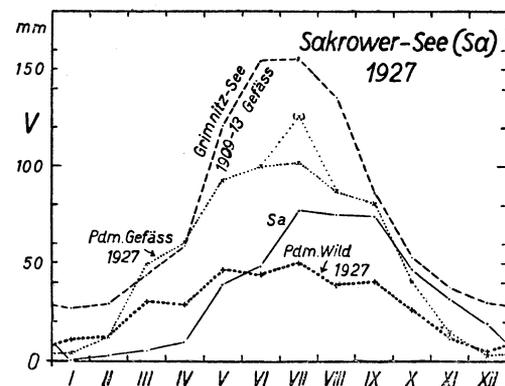


Abb. 13. Die berechnete Verdunstung des Sakrower Sees bei Potsdam im Jahre 1927 und verschiedene Gefäßverdunstungen. (Grimnitzsee 1909/13, Potsdamer Vindemann Verdunstungskessel 1927, Potsdamer Wildsche Schale 1927).

*) Übrigens lassen sich die Verdunstungsmessungen des Grimnitzsees auch kaum in Übereinstimmung mit dem zu erwartenden Strahlungsumsatz an der Seeoberfläche bringen.

Bindemannschen Verdunstungskessel stattfanden, die den auf dem Floß des Grimnitzsees angestellten in allen wesentlichen Punkten entsprechen. Diese Untersuchungen wurde von Süring (47) im Jahre 1928 veröffentlicht. Auch mit dem Potsdamer Verdunstungskessel wurden erheblich höhere Verdunstungswerte gemessen als sie für den Sakrower See berechnet wurden (674 gegen 431 mm). Um festzustellen, wodurch diese Steigerung der Verdunstung in dem Verdunstungskessel zustande gekommen ist, wurde der Wärmehaushalt des in Potsdam aufgestellten Bindemannschen Verdunstungskessels berechnet.

Der Bindemannsche Kessel in Potsdam hatte eine Wasserfläche von 2000 cm², einen Durchmesser von rund 50 cm bei einer Tiefe von im Mittel etwa 25 cm. Seine Fläche war in etwa 1,3 m Höhe über dem Boden angeordnet. Seine Seitenwand war gegen unmittelbare Sonnenbestrahlung durch einen Blechschirm in etwa 7 cm Abstand von der Kesselwand geschützt, der den Kessel auf der Südseite umgab. Beobachtet wurden außer der Verdunstung die Wassertemperatur, die Windgeschwindigkeit in der Nähe des Kessels und die Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit in der Stationshütte, die nur wenige Meter vom Kessel entfernt war. In der Veröffentlichung von Süring wurden mitgeteilt das Verhältnis der Werte der Wildschen Waage (V_{Wild}) gegenüber dem Verdunstungskessel (V_{2000}). Letztere Zahlen sind in der Spalte 2 der Tab. 11a gegeben. In Verbindung mit den Werten der Wildschen Waage (Spalte 7, Tab. 11) kann daraus die Reihe der mit dem Verdunstungskessel beobachteten Zahlen ermittelt werden. Für die Temperaturen des Wassers sind in der Süringschen Arbeit die mittleren Maxima und Minima gegeben. Das aus ihnen festgestellte Monatsmittel der Wassertemperatur ist die Spalte 6 der Tab. 11a eingesetzt. Aus ihnen folgen die Differenzen zwischen Luft- und Wassertemperatur (Spalte 4) und zwischen Wasserdampfdruck an der Oberfläche und in der Luft (Spalte 5), wenn man die Werte der Spalten 4 und 5 der Tab. 11 für Lufttemperatur und Wassertemperatur in Potsdam berücksichtigt. Mit diesen Zahlen ist das Verhältnis L/V gegeben und damit auch die Größe L , da V hier durch die Verdunstungsbeobachtung unmittelbar bestimmt wurde. Zur Bestimmung der Größe der im Wasser umgesetzten Wärmemenge, die hier naturgemäß nur gering ist, wird die Änderung der Gefäßtemperatur von Monat zu Monat benötigt, die in Spalte 7 angeführt ist. Die im Wasser umgesetzte Wärmemenge folgt dann ohne weiteres aus der Beziehung:

$$W = 25 \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta t}$$

Zur Bestimmung des Strahlungsumsatzes an der Wasseroberfläche genügt die Summierung der Größen W , L und V , wenn man annehmen könnte, daß der Wärmeaustausch zwischen Verdunstungskessel und umgebender Luft tatsächlich im wesentlichen durch die Wasseroberfläche vor sich geht. Die von der Unterseite des Gefäßes und den Gefäßmantel an die Luft abgegebene Wärmemenge ist nun tatsächlich gering. Setzt man den Fall der Sonnenbestrahlung tagsüber an, so verhindert die Schutzhülse eine wesentliche Wärmeabgabe der Seitenwand. Sie wird sogar selbst durch die Bestrahlung erheblich erwärmt und erwärmt ihrerseits wieder die Gefäßwand. Andererseits hat die Unterseite des Gefäßes auch kaum höhere Temperaturen als die Luft in 1 m Höhe, die sie umgibt, weil ohnehin auch die Übertemperatur des sonnenbestrahlten Gefäßes gegenüber der Luft nur gering ist und weil andererseits das Gefäß mit seiner großen Unterfläche noch in Wärmeaustausch mit der außerordentlich stark erhitzten Bodenoberfläche steht. Auch bei Nacht entsteht, da sich das Wasser im Gefäß stark durch die Ausstrahlung abkühlt, kaum ein nennenswerter Temperaturunterschied zwischen der Luft in 1 m Höhe und dem Gefäß. Nachdem somit angenommen werden kann, daß die Wärmeabgabe des Gefäßes durch Wärmeumsatz zwischen Luft und Gefäß nach unten nur unwesentlich gegenüber dem nach oben stattfindenden Wärmeumsatz in die Luft ist, kann der Strahlungsumsatz des Gefäßes durch die Gleichung:

$$S' = W + L + V$$

ausgedrückt werden.

Der Strahlungsumsatz wenigstens der Oberfläche des Wassergefäßes kann nun andererseits auch auf dem unmittelbarem Wege durch Berechnung aus der Sonnen-, Himmels- und Ausstrahlung ermittelt werden. Hierbei müssen Annahmen über die Albedo des Wasserkessels gemacht werden. Der Kessel bestand aus 3 mm starkem Zinkblech. In seinem Grunde befand sich gewöhnlich eine Schlammschicht aus Algen, die eine ziemlich vollständige Absorption des einfallenden Lichtes gewährleistete. Die langwellige Strahlung wird hierbei ohnehin durch das Wasser absorbiert, soweit sie nicht entsprechend den Reflexionsgesetzen an der Wasseroberfläche zurückgeworfen wird. Jede auf die Innenwand einfallende Sonnenstrahlung wird entsprechend der metallischen Reflexion nach unten auf den Boden des Gefäßes geworfen und dort absorbiert. In Spalte 10 ist der Strahlungsumsatz an der Wasseroberfläche nach der Formel $S = (I + D)_\alpha - A$ angegeben. Wie die Tafel II f₂ zeigt, verläuft der Strahlungsumsatz S in den Monaten April bis August völlig identisch mit dem aus den Wärmehaushaltsdaten als Restglied berechneten Strahlungshaushalt S' . Nur im Juli überwiegt der als Restglied berechnete Strahlungsumsatz S' erheblich den nach dem üblichen Ver-

fahren ermittelten Strahlungsumsatz S . Dieser Unterschied rührt aller Wahrscheinlichkeit nach daher, daß die Verdunstungsmenge gerade in diesem Monat, in dem starke Niederschläge fielen, durch Herausspritzen von Wasser aus dem Kessel als wesentlich größer als den tatsächlichen Verhältnissen entsprach, vorgetäuscht wurde. Auf die durch das Herausspritzen von Niederschlagswasser bei starken Regen entstehende Fehlerquelle ist in der genannten Arbeit näher eingegangen. Im März und vom September bis November steigt der unter Zuhilfenahme der Verdunstung berechnete Strahlungsumsatz erheblich über den unmittelbar berechneten an. Dies rührt offenbar daher, daß bei der direkten Berechnung des Strahlungsumsatzes lediglich der Strahlungsumsatz der Wasseroberfläche bestimmt wurde, indem angenommen wurde, daß die Abschirmung der senkrechten Kesselwand diese vollständig gegen jede Strahlungsaufnahme schütze. Ganz offenbar trifft diese Annahme nur für die Zeiten mit einem hohen mittleren Sonnenstande zu. In den Monaten mit niedrigerem Sonnenstande findet eine so erhebliche Wärmeaufnahme des dann fast senkrecht bestrahlten Schutzmantels statt, daß auch die Seitenwand des Kessels eine Erwärmung erfährt. Diese seitliche Wärmezufuhr bewirkt die größeren Werte der unter Benutzung der Verdunstung berechneten Strahlungsumsätze S' , die somit für den Wärmehaushalt des Kessels als die richtigen anzusprechen sind. Auf die Möglichkeit, daß auch im Sommer eine, wenn auch erheblich geringere Wärmeaufnahme der Seitenwände bestehen kann, die aber durch eine etwas höhere Albedo des Kessels wieder ausgeglichen würde, so daß der Strahlungsumsatz dennoch ungeändert bliebe, sei nur hingewiesen.

Die Daten für die Wintermonate sind nach einer ungefähren Schätzung lediglich der Vollständigkeit wegen angeführt und hierbei ein reines Gefrieren des Wassers im Kessel ohne Bildung einer Schneedecke angenommen. Im Winter finden eben wegen des Gefrierens des Wassers im Kessel Verdunstungsbeobachtungen mit dem Bindemannschen Verdunstungskessel nicht mehr statt. Als Verdunstungszahlen wurden für den Februar und Dezember etwa die Werte der Wildschen Waage eingesetzt, während im Januar aus entsprechenden Überlegungen ein erhebliches Unterschreiten dieser Zahl angenommen wurde.

Die Wärmehaushaltsberechnung des Verdunstungskessels führt auf direktem und auf indirektem Wege zu den gleichen Strahlungsumsätzen. Damit ist die Richtigkeit des Rechenverfahrens erwiesen. Hierdurch werden auch die für die Verdunstung des Sakrower Sees gefundenen Werte neuerlich gesichert. Auch der Verdunstungskessel in Potsdam ließ gegenüber dem Sakrower See, wie schon festgestellt, eine erhebliche Steigerung der Verdunstung erkennen. Nach der vorliegenden Berechnung der beiden Wärmehaushalte verdunstet der Kessel deswegen erheblich mehr als der See, weil bei ersterem im Frühjahr die Zunahme der Strahlung unmittelbar von einer Zunahme der Temperatur begleitet ist, wodurch bei der noch verhältnismäßig trockenen Luft im Frühjahr eine erhebliche Verdunstung stattfindet. Diese Frühjahrsverdunstung fehlt im See und die durch die Speicherwirkung des Sees verursachte Herbstverdunstung muß schon deswegen wesentlich geringer als die Frühjahrs- und Sommergeverdunstung des Kessels ausfallen, weil bei den im Herbst wesentlich größeren Wasserdampfdrücken der Luft erheblich geringere Dampfdruckdifferenzen zwischen Wasser und Luft bestehen.

Aus dem gleichen Grunde ist aber umgekehrt die zwischen Wasser und Luft ausgetauschte Wärmemenge bei dem See größer als bei dem Kessel.

Betrachtet man nach diesen Überlegungen nochmals die Verdunstungswerte des Grimnitzsees in Abb. 13, so erkennt man, daß auch ein auf einem Floß stehender Verdunstungskessel trotz seines innigen Kontaktes mit dem Wasser den gleichen jährlichen Gang der Verdunstung aufweist, wie der über dem Lande stehende Kessel. Dies zunächst erstaunliche Ergebnis kann wohl nur damit erklärt werden, daß das völlig ruhende Wasser des Kessels gleichsam eine wärmeisolierende Schicht zwischen der verdunstenden Wasseroberfläche im Kessel und dem freien Wasser bildet. Die Temperaturbildung in dem Gefäß folgt also gänzlich anderen Gesetzen als die Temperaturentstehung an der freien Wasseroberfläche. Dieser Zusammenhang ist schon vielfach besonders auch von W. Wüst und W. Schmidt (48) gerade auch im Hinblick auf den Wärmehaushalt des Wassers erörtert worden. Die hier durchgeführten Verdunstungsberechnungen scheinen ein besonders charakteristisches Beispiel für diese Verhältnisse zu sein.

Es sei noch bemerkt, daß auch die mit einem Verdunstungskessel gemessenen Werte für den Wärmehaushalt eine Bedeutung haben. Der Wärmehaushalt von seichten Gewässern, also z. B. Überschwemmungsgebieten wird ganz entsprechend den mit den Kesseln gewonnenen Werten verlaufen, da in beiden Fällen nur eine geringe Wassertiefe besteht. Selbstverständlich müssen die Störungsquellen dabei noch gründlicher als bisher beseitigt werden, die eine Beeinflussung der Verdunstungsmessungen durch seitliche Strahlungsaufnahme ermöglichen.

Wendet man übrigens die Sverdrupsche Verdunstungsformel auf den Potsdamer Verdunstungskessel an und nimmt die Windgeschwindigkeit in 34 m Höhe zur Berechnung der Verdunstung, so erhält man mit der Kurve b der Abb. 4, wenn man die 2 m Werte für Wasserdampfdruck in Luft und Lufttemperatur nimmt, ungefähr 25% weniger Verdunstung als tatsächlich im Kessel beobachtet wurde. Dieses Defizit kann nur

etwa zur Hälfte durch die geringere Dampfdruckdifferenz erklärt werden, die zwischen Wasseroberfläche und Hütte gegenüber Wasserfläche und Turm herrschte. Zum andern Teil, also für etwa 15%, ist hierfür die Kleinheit des zur Verfügung stehenden Gefäßes verantwortlich zu machen. Dadurch, daß die Verdunstung nicht von einer großen Wasserfläche, sondern von einem begrenzten Gefäß stattfindet, werden also nur 15% Mehrverdunstung erzielt. Es muß allerdings hierbei darauf hingewiesen werden, daß der Abfall der Windgeschwindigkeit nach unten über dem durchschnittlichen Gelände am Potsdamer Observatorium wesentlich größer als über dem freien Meere ist, für das die Sverdrupsche Formel gilt.

7. Zusammenfassende Betrachtungen über Verdunstung und Niederschlag an den hier behandelten Meeresstationen.

Von verschiedenen Autoren, zuletzt von Wüst (34) sind Mittelwerte der Jahresverdunstung und des Jahresniederschlages für alle Ozeane von 40° NB bis 50° SB gegeben. Diese Daten sind in Abb. 14 durch Kreise gekennzeichnet. Die in der vorliegenden Arbeit ermittelten Verdunstungswerte für Key West, die Scilly-Inseln, Lerwick und die Maud im Polarmer sind der Breite entsprechend in diese Darstellung eingetragen. Sie ordnen sich völlig der von Wüst gegebenen Kurve bzw. ihrer Verlängerung ein. Hierbei muß beachtet werden, daß im Atlantischen Sektor des Nordpolarmeeres die Eisgrenze und damit der Nullwert der Verdunstung erst etwa bei 78° NB liegt. Erst für diese Breite sind also im Atlantik die Verhältnisse zu erwarten, die auf der Maud bereits in 73° NB während ihrer Eisdrift beobachtet wurden.

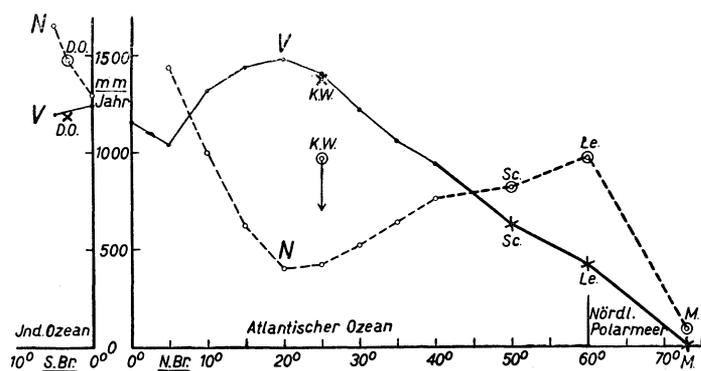


Abb. 14. Verdunstung und Niederschlag in den betrachteten Breiten des Atlantischen und Indischen Ozeans.

Auch die Niederschlagswerte nach Wüst sind in die gleiche Abbildung eingetragen und in Beziehung zu den an den hier betrachteten Meeresstationen beobachteten Werten gebracht. Man erkennt aus ihnen, daß alle Stationen bis auf Key West sich völlig in die Wüstschen Zahlen einfügen, also als charakteristisch für ihre Breiten anzusehen sind. Die Abweichung der Werte von Key West dürfte hierbei mit seiner Lage im Lee von Inseln zusammenhängen, an denen der Passat zum Aufgleiten gezwungen wird.

Auf der linken Seite der Darstellung wurden in dem Gebiet von 0° bis 5° SB die Verhältnisse für den tropischen Indischen Ozean eingetragen, zu dessen Gebiet auch Discovery Oostbank gehört. Niederschlag und Verdunstung liegen auf den dafür von Wüst angegebenen Kurven.

Auf der linken Seite der Darstellung wurden in dem Gebiet von 0° bis 5° SB die Verhältnisse für den tropischen Indischen Ozean eingetragen, zu dessen Gebiet auch Discovery Oostbank gehört. Niederschlag und Verdunstung liegen auf den dafür von Wüst angegebenen Kurven.

Zu den Ergebnissen dieser Berechnungen gehört auch die Erkenntnis, daß wenigstens über dem Meere die Wärmezufuhr an die Luft nur zu einem kleinen Teil unmittelbar stattfindet. Der weitaus größte Teil der Wärme wird der Luft in Form von latenter Wärme und nachfolgende Kondensation bei der Wolkenbildung zugeführt. Da im allgemeinen die in der Atmosphäre selbst in Dampfform gehaltene Wassermenge klein ist gegenüber der bei den Niederschlägen ausfallenden, kann also gefolgert werden, daß die Wärmezufuhr, die die einen Ort überstreichenden Luftmassen erfahren, gleich der bei Ausfällen des Niederschlagswassers über der Station frei werdenden Wärmemenge ist. In den Gebieten, in denen der Niederschlag die Verdunstung übersteigt, findet hierbei für die Luft eine Wärmezufuhr, in den Gebieten mit Verdunstungsüberschuß eine Wärmeentziehung statt. Die Gebiete mit Wärmeentzug sind die Passatgürtel, die einerseits die Luft der höheren Breiten, andererseits aber auch die Luft der Tropen mit Wärme beliefern. Eingehendere Betrachtungen über diese Fragen erfordern naturgemäß auch Überlegungen über den Strahlungsumsatz der Luftmassen und müssen daher auf spätere Untersuchungen verschoben werden, die nicht, wie es hier geschehen ist, den Wärmehaushalt der Erdoberfläche, sondern den der Luft in den Mittelpunkt der Bearbeitung stellen.

III. Der Wärmehaushalt von Festlandsstationen.

1. Der Wärmehaushalt am Meteorologischen Observatorium Potsdam im Jahre 1903.

a) Der tägliche Gang des Wärmehaushaltes im Januar und Juni 1903.

Im Gegensatz zu den Wärmehaushaltsberechnungen für Wasserflächen fehlen bei den Festlandsstationen wichtige Einzelheiten zur Ermittlung des Wärmehaushaltes. Vor allem ist es nicht möglich, die

Wasserdampfspannung an der Erdoberfläche anzugeben. Daher kann das Dampfdruckgefälle zunächst nur dann bestimmt werden, wenn eine zweite Station in der Höhe gegeben ist. Für eine solche Station kommt eigentlich nur eine Turmstation in Frage, da alle bisher untersuchten Stationen in verschiedenen Höhen auf Bergen oder auch die Basis- und Gipfelstationen an Hügeln schon bei oberflächlicher Betrachtung einen weitgehenden Einfluß der Unterlage auch auf die Angaben der hochgelegenen Station erkennen lassen.

Gleichzeitige Beobachtungen in verschiedenen Höhen über der Erdoberfläche auf einem Turm und auf einem Thermometerfeld sind, soweit bekannt, nur äußerst selten veröffentlicht worden. Als wichtigste Reihe dieser Art ist die auf dem Turm des Meteorologischen Observatorium Potsdam in den Jahren 1893 bis 1906 gesammelte anzusprechen. Da gleichzeitig auch am Observatorium eingehende Messungen der Bodentemperatur stattfanden, ist es möglich, von dieser Station die rechnerische Ermittlung des Wärmehaushaltes in dem genannten Zeitraum durchzuführen.

Leider wurde auf dem Beobachtungsfelde der Schnee stets entfernt, so daß es schwer ist, aus den Potsdamer Beobachtungen die Verhältnisse über ungestörtem schneebedecktem Boden zu ermitteln. Um möglichst wenig Schwierigkeiten zu haben, wurde das Jahr 1903 für die Berechnung gewählt, in dem die ersten Wintermonate besonders schneearm waren.

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß noch wesentlich eingehendere Untersuchungen des Wärmehaushaltes am Meteorologischen Observatorium Potsdam gegenwärtig durchgeführt werden. Seit 1937 wird hier mit elektrisch registrierenden Meßgeräten der Strahlungsumsatz an der Erdoberfläche, der Wärmeumsatz im Boden, die Bodentemperaturen und die Gradienten von Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit fortlaufend aufgezeichnet. Die Bearbeitung dieser Untersuchungen ist noch nicht abgeschlossen. Sie wird nach ihrer Vollendung eine besonders wertvolle Kontrolle der hier vorliegenden Rechnungen liefern. Denn wegen der Verschiedenheit des Bodens der Wiese, der für die Gradiententstehung der Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit maßgebend war, und des Sandfeldes mit den Bodenthermometern, durch das der Wärmeumsatz im Boden bestimmt wurde, ist die hier durchgeführte Ermittlung der Wärmehaushaltsdaten in gewissem Umfange verfälscht. Dies zeigen auch die auf S. 45 behandelten Abweichungen des Zusammenhanges des Wärmeumsatzes zwischen Luft und Erdoberfläche mit dem Temperatursprung an der Oberfläche von dem linearen Verlauf.

Um überhaupt über die an einer Festlandsstation im Mittel auftretenden Verhältnisse einen Überblick zu gewinnen, müssen zunächst die mittleren täglichen Gänge von einigen Monaten berechnet werden.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Monate Januar und Juni 1903 ausgewählt, weil im Januar nur verhältnismäßig wenig Schnee gefallen war, durch die Entfernung der Schneedecke also nur ein recht geringer Fehler zu erwarten war, und weil im Juni der Niederschlag mit rund 38 mm in dem sonst kalten und niederschlagsreichen Jahr 1903 noch verhältnismäßig am geringsten war.

In Tab. 12c sind die auf die beiden Monate bezüglichen Daten der mittleren täglichen Gänge wiedergegeben. Hierbei wurden in Spalte 2 die Bewölkung, in Spalte 3—5 die Bodentemperaturen in 20 und 10 cm Tiefe und an der Oberfläche, in Spalte 6 und 7 die Lufttemperaturen auf der Wiese und auf dem Turm, in Spalte 8 und 9 die Dampfdrucke in mm Hg auf der Wiese und auf dem Turm, in Spalte 10 das Verhältnis L/V der an die Luft abgegebenen Wärme zur Verdunstung, in Spalte 11—14 die Komponenten des Wärmehaushaltes in $\text{mcal/cm}^2 \text{ min}$ wiedergegeben. Von diesen Spalten konnten ohne weiteres nur die Lufttemperaturen auf der Wiese und dem Turm den Tabellen entnommen werden.

Schon die Werte für die Bewölkung mußten aus den zweistündigen Beobachtungen interpoliert werden. Hierbei ergab sich im Juni wieder die schon bei den Meeresstationen beobachtete Tatsache, daß die Summe von Bewölkung und relativer Sonnenscheindauer nicht den Wert 1 hat, sondern größere Werte, bis zu 1,15 ergibt. Es wurden in die Tabelle die reduzierten Werte $w' = \frac{w}{w + s/S}$ für den Juni 1903, in dem diese Erscheinung besonders hervortrat, aufgenommen.

Für die Temperaturen im Boden standen lediglich 4 tägliche Beobachtungen, nämlich um 7, 10, 14 und 21 Uhr zur Verfügung. Die Werte für 10 und 20 cm mußten aus diesen Beobachtungen in ihrem täglichen Gang erschlossen werden. Dies war überhaupt nur dadurch möglich, daß später, in den Jahren 1913—15 eingehenden Bodentemperaturuntersuchungen gerade in diesen Tiefen stattgefunden hatten, über die Süring (50) berichtete. Die Kurve der mittleren täglichen Gänge der Jahre 13—15 stimmte für den Juni in den Werten zu den vier Terminen nach Amplitude und Phase fast völlig mit denen des Juni 1903 überein, so daß angenommen werden kann, daß auch die übrigen Daten des mittleren täglichen Ganges 1903 wie die der Jahre 1913 bis 15 verlaufen. Dasselbe gilt für eine Übereinstimmung der täglichen Gänge der Januarwerte von 1903 mit den Februarwerten des Jahres 1915, während der Januar 1915 keine befriedigende Vergleichbarkeit zeigte. Naturgemäß mußten in diesem Falle die Reduktionen besonders vorsichtig vorgenommen

Tabelle 12. Potsdam 1903.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Monat	w	ϑ_B	ϑ_L	e_L	v	$\vartheta_B - \vartheta_L$	$\vartheta_L - \vartheta_T$	N	V Wild	S	B	L	V	V
	%	°C	°C	mm	m. p. s.	°C	°C	mm	mm	cal/cm ² Monat				mm
I	58	-1,2	0,4	4,3	6,6	-1,6	-0,16	29,0	16,0	-1 600	-248	-1777	425	7,1
II	68	1,6	4,0	5,0	8,2	-2,4	-0,16	45,5	25,1	130	-96	-710	936	15,5
III	56	6,5	6,3	5,1	5,9	-0,2	-0,06	16,7	41,6	1 340	88	235	1 017	16,8
IV	72	6,6	5,4	5,2	6,3	0,8	0,17	38,7	30,9	2 780	321	1082	1 377	22,7
V	60	15,8	13,6	8,2	4,8	2,2	0,02	56,3	51,8	4 910	536	1280	3 094	51,6
VI	58	18,5	15,5	9,2	4,7	3,0	0,03	37,9	52,8	5 000	568	1219	3 213	53,9
VII	61	20,0	17,0	10,4	4,8	3,0	0,05	90,8	50,6	4 480	384	1329	2 767	53,1
VIII	71	16,9	15,7	10,5	6,4	1,2	0,02	69,0	40,2	3 090	112	168	2 810	47,0
IX	42	15,0	13,8	9,3	4,9	1,2	-0,27	64,5	35,1	2 090	-120	-225	2 435	40,6
X	62	9,0	9,4	7,7	6,0	-0,4	-0,23	64,1	21,9	415	-332	-722	1 469	24,4
XI	82	3,9	4,2	5,8	5,6	-0,3	-0,07	54,6	7,3	-846	-504	-795	453	7,5
XII	70	-1,4	-1,4	4,0	4,6	-0,1	-0,06	14,0	3,2	-1 970	-528	-1471	29	0,5
										+24 235	+2009	+5313	—	—
										-4 416	-1828	-5700	—	—
								581,0	376,5	+19 819	+181	-387	20 025	333,7

Tabelle 12a.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Monat	(I+D) _α	ϑ_B^+	ϑ_L^+	t ⁺	A ₊	S ₊	B ₊	L ₊ +V ₊	L ₋ +V ₋	$(\frac{L}{V})_+$	$(\frac{L}{V})_-$	V ₊	V ₋
	cal/cm ² Monat	°C	°C	st	cal/cm ² Monat						cal/cm ² Monat		
I	1420	-0,4	1,4	6,0	743	546	506	40	-1392	0,15	-4,51	35	396
II	2490	3,5	5,0	7,6	844	1646	544	1102	-876	0,51	-5,10	732	213
III	4960	9,5	8,1	9,4	1679	3281	1348	1933	-681	1,12	-7,58	913	104
IV	5880	9,6	6,7	11,2	1798	4082	1507	2575	-112	0,97	-2,56	1306	71
V	9020	19,8	15,1	13,0	2822	6198	1609	4589	-215	0,64	-1,73	2800	294
VI	9540	22,5	17,1	14,0	3220	6320	1812	4508	-76	0,46	-1,60	3090	127
VII	8810	23,6	18,6	13,6	2902	5908	1642	4266	-170	0,47	-1,65	2900	262
VIII	6230	19,0	16,5	12,0	1861	4369	1227	3142	-164	0,31	-1,40	2400	410
IX	6590	18,6	16,1	10,4	2200	4390	1432	2958	-838	0,42	-3,36	2080	355
X	3430	10,6	10,9	8,8	1139	2291	855	1436	-689	0,46	-2,42	984	485
XI	1338	4,6	4,9	6,8	757	587	406	175	-517	0,36	-2,60	129	324
XII	912	-1,2	-0,3	5,0	555	357	257	100	-1542	0,69	+52,00	59	-30

Tabelle 12b. $\frac{L}{V}$

Monat	2 ^h	4 ^h	6 ^h	8 ^h	10 ^h	12 ^h	14 ^h	16 ^h	18 ^h	20 ^h	22 ^h	24 ^h
I	-3,30	-4,92	-5,39	-3,86	-1,86	0,15	-0,71	-6,14	-5,39	-4,71	-4,30	-3,95
II	-12,30	-7,28	-3,83	-28,50	0,00	0,85	0,67	-2,76	-3,88	-2,68	-8,60	-7,00
III	-8,80	∞	∞	-0,95	1,47	1,64	1,45	0,86	-8,60	-3,31	-4,47	-5,91
IV	-3,39	-2,08	-0,81	0,84	1,39	1,40	1,20	0,94	-0,84	-2,14	-1,93	-5,17
V	-2,05	-1,87	-0,36	0,61	1,24	0,83	0,65	0,42	-0,20	-1,46	-1,62	-1,76
VI	-1,75	-1,47	-0,23	0,45	0,62	0,64	0,55	0,38	-0,05	-1,11	-2,48	-2,17
VII	-3,36	-1,04	-0,25	0,36	0,56	0,66	0,69	0,43	-0,08	-1,38	-1,60	-2,35
VIII	-2,19	-13,70	-0,75	0,30	0,41	0,36	0,23	0,25	-0,18	-0,85	-0,93	-1,29
IX	-50,80	-4,05	-19,70	0,22	0,77	0,61	0,44	0,04	-1,87	-2,30	-2,92	∞
X	-3,13	-2,63	-2,52	-0,80	0,58	0,62	0,17	-0,63	-1,69	-2,21	-2,23	-3,32
XI	-2,73	-1,97	∞	-1,51	0,10	0,49	0,49	-2,16	-1,94	-1,53	-2,30	-1,90
XII	9,20	5,30	5,90	∞	-1,20	0,69	-2,00	-12,10	-25,00	-6,90	-13,50	24,00

werden, denn diese Übereinstimmung zweier verschiedener Monate in verschiedenen Jahren konnte nur durch die zufällige Kompensation der stärkeren Bestrahlung des Februar durch eine höhere Bewölkung im Jahre 1915 zustande kommen. Der Vergleich beider Monate ergab für den Januar 1903 eine Bewölkung um 14 Uhr von 5,2 und für den Februar 1915 eine solche von 6,8. Die Extreme der Lufttemperaturen waren im Januar 1903 Max. 3,5°, Min. -2,4° C, im Februar 1915 Max. 4,4°, Min. -2,2°.

Als besonders schwierig erwies sich natürlich die Interpolation der Oberflächentemperaturen, da für sie nur die vier Termine und die Beobachtungen der Lufttemperatur zur Verfügung standen. Hierbei konnte

Tabelle 12c.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Monat	w bzw. w'	ϑ_{20}	ϑ_{10}	ϑ_B	ϑ_L	ϑ_T	$e_L =$ $E_L \cdot R_L$	$e_T =$ $E_T \cdot R_T$	$\frac{L}{V}$	S	B	L	V
	%	°C	°C	°C	°C	°C	mmHg	mmHg		mcal/cm ² min			
Jan. 1903													
0—1	58	-1,3	-1,8	-2,3	-0,2	0,1	3,91	3,83	-3,69	-65	-21	-60	16
1—2	59	-1,3	-1,8	-2,4	-0,3	-0,1	3,90	3,82	-3,08	-65	-20	-66	21
2—3	60	-1,4	-1,9	-2,5	-0,5	-0,2	3,88	3,80	-3,69	-65	-20	-62	17
3—4	57	-1,5	-1,9	-2,5	-0,7	-0,4	3,84	3,78	-4,92	-69	-20	-61	12
4—5	56	-1,5	-2,0	-2,6	-0,8	-0,5	3,80	3,74	-4,92	-71	-20	-64	13
5—6	56	-1,6	-2,1	-2,6	-0,9	-0,6	3,77	3,72	-5,90	-72	-17	-66	11
6—7	61	-1,6	-2,2	-2,6	-1,0	-0,7	3,77	3,71	-4,92	-65	-14	-66	15
7—8	64	-1,7	-2,2	-2,6	-1,1	-0,8	3,77	3,70	-4,22	-63	-6	-75	18
8—9	63	-1,7	-2,2	-2,5	-1,0	-0,8	3,78	3,71	-3,51	-43	0	-60	17
9—10	62	-1,7	-2,1	-2,1	-0,5	-0,4	3,85	3,77	-2,46	9	14	-15	10
10—11	61	-1,6	-2,0	-1,3	0,5	0,4	3,92	3,84	-1,26	40	45	-14	9
11—12	60	-1,5	-1,6	-0,2	1,5	1,2	4,00	3,87	0,00	89	80	0	9
12—13	59	-1,3	-1,2	0,6	2,3	1,9	4,03	3,86	0,29	91	82	3	6
13—14	55	-1,1	-0,7	0,9	2,6	2,3	4,00	3,88	0,00	60	45	0	15
14—15	53	-0,9	-0,4	0,7	2,5	2,4	4,00	3,93	-1,41	6	11	-15	10
15—16	56	-0,9	-0,4	0,1	1,9	2,1	4,00	3,95	-4,92	-48	-16	-40	8
16—17	58	-0,8	-0,5	-0,4	1,4	1,7	4,01	3,97	-7,37	-73	-32	-48	7
17—18	58	-0,9	-0,8	-0,8	1,0	1,3	4,02	3,97	-5,90	-72	-36	-43	7
18—19	57	-0,9	-1,1	-1,2	0,7	1,1	4,00	3,93	-4,92	-70	-35	-44	9
19—20	56	-1,0	-1,3	-1,5	0,6	0,9	3,98	3,90	-3,70	-70	-33	-51	14
20—21	55	-1,0	-1,5	-1,8	0,4	0,8	3,97	3,91	-5,73	-70	-29	-50	9
21—22	56	-1,1	-1,6	-2,0	0,2	0,5	3,95	3,89	-4,92	-67	-24	-54	11
22—23	58	-1,2	-1,7	-2,1	0,1	0,4	3,94	3,86	-3,69	-66	-22	-60	16
23—24	57	-1,2	-1,7	-2,2	-0,1	0,2	3,92	3,85	-4,21	-67	-19	-63	15
cal/cm ² Tag										+17,700	+16,620	+0,180	—
										-70,860	-23,040	-64,620	—
										-53,160	-6,420	-64,440	+17,700
Juni 1903													
0—1	52	18,2	17,3	12,0	12,2	13,4	9,43	9,04	-1,89	-80	-70	-21	11
1—2	58	17,8	16,8	11,7	11,9	13,0	9,39	9,01	-1,81	-72	-62	-22	12
2—3	62	17,3	16,3	11,2	11,4	12,4	9,31	8,93	-1,68	-68	-60	-20	12
3—4	62	16,8	15,8	10,8	11,0	12,0	9,25	8,86	-1,64	-69	-63	-15	9
4—5	60	16,3	15,4	10,8	11,0	11,8	9,24	8,81	-1,26	-58	-53	-15	10
5—6	56	16,0	15,1	11,6	11,7	12,0	9,41	8,78	-0,47	5	-39	-10	54
6—7	53	15,8	15,0	13,5	13,1	12,7	9,51	8,88	0,01	139	26	10	103
7—8	52	15,8	15,3	17,5	14,6	13,8	9,52	8,92	0,41	231	71	47	113
8—9	53	16,1	16,3	20,6	15,8	14,8	9,50	8,82	0,48	307	109	64	134
9—10	56	16,5	17,5	22,9	16,8	15,6	9,45	8,68	0,57	353	157	71	125
10—11	59	17,0	18,8	24,6	17,8	16,4	9,32	8,53	0,68	381	200	73	108
11—12	60	17,7	19,9	25,5	18,4	17,1	9,27	8,50	0,64	393	196	77	120
12—13	58	18,5	20,8	26,2	19,1	17,8	9,35	8,57	0,63	407	165	94	148
13—14	59	19,0	21,7	26,5	19,5	18,3	9,33	8,58	0,59	376	131	91	154
14—15	59	19,7	22,2	26,1	19,6	18,5	9,26	8,50	0,52	331	78	87	166
15—16	61	20,2	22,2	25,5	19,6	18,7	9,24	8,52	0,41	255	39	63	153
16—17	59	20,4	21,7	24,5	19,3	18,6	9,12	8,58	0,36	177	0	47	130
17—18	57	20,4	21,2	22,9	18,8	18,3	9,17	8,74	0,23	97	-39	26	110
18—19	52	20,2	20,6	20,8	17,9	17,9	9,30	8,84	-0,32	5	-84	-12	101
19—20	51	20,0	20,0	18,8	16,6	17,1	9,37	8,89	-0,82	-88	-85	-13	10
20—21	48	19,8	19,5	16,5	15,3	16,2	9,43	9,01	-1,41	-99	-93	-20	14
21—22	53	19,6	19,0	14,5	14,1	15,4	9,38	9,02	-2,18	-88	-84	-8	4
22—23	56	19,3	18,5	13,1	13,3	14,7	9,34	9,04	-2,78	-80	-70	-15	5
23—24	51	18,9	17,9	12,4	12,7	14,0	9,38	9,06	-2,46	-80	-70	-16	6
cal/cm ² Tag										+207,420	+70,320	+45,000	—
										-46,920	-52,320	-11,220	—
										+160,500	+18,000	+33,780	108,720

auf eigene mehrjährige Untersuchungen der Oberflächentemperaturen des gleichen Sandfeldes mit Widerstandsthermometern in den Jahren 1924—26 zurückgegriffen werden (51).

Der Wärmeumsatz in tieferen Bodenschichten machte sich in den hier betrachteten täglichen Gängen nur verhältnismäßig wenig bemerkbar. Die Art seiner Ermittlung ist daher erst bei der Bearbeitung von Sodankylä auf S. 50 ausführlicher behandelt.

Schwierigkeiten anderer Art bereitete wieder die Ermittlung des Feuchtigkeitsgefälles zwischen Turm und Wiese. Leider war in den Veröffentlichungen die Turmstation nicht in der gleichen ausführlichen Weise, wie die Wiesenstation behandelt worden. Von ihr waren nur die Monatsmittel der täglichen Gänge der relativen Feuchtigkeit und der Lufttemperatur gegeben. Es ergab sich nun, daß die Berechnung des

mittleren Dampfdruckes aus den stündlichen Werten von relativer Feuchtigkeit und Lufttemperatur etwas andere Werte lieferte als die Mittelung sämtlicher Dampfdruckwerte zu der betreffenden Stunde während des ganzen Monats. Die Abweichungen kommen durchaus in die Größenordnung der Differenz zwischen Turm und Wiese. So mußte bei beiden Stationen in gleicher Weise aus den Monatsmittelwerten von Temperatur und relativer Feuchtigkeit der Dampfdruck berechnet werden und zur Ermittlung des Dampfdruckgefälles die Differenzen zwischen Turm und Wiese gebildet werden. Diese Differenzen hatten einen völlig systematischen täglichen Gang, der ganz den Erwartungen entsprach und ein deutliches Mittagmaximum aufwies. Leider konnte eine unmittelbare Nachprüfung dieser Methode nicht erfolgen, da das unveröffentlichte Material aus den Turmbeobachtungen von 1903 im Observatorium Potsdam nicht mehr aufzufinden war.

Um gleichwohl auch hier sicher zu gehen, wurde zunächst für das Jahr vom Mai 1937 bis April 1938 eine neuerliche Auswertung der Potsdamer Turmstation durchgeführt und hierbei auch die Einzelwerte des Dampfdruckes auf den Turm berechnet. Hierbei stimmte das aus den Mittelwerten berechnete Dampfdruckgefälle zwischen Turm und Wiese nahezu völlig mit dem unmittelbar aus der Dampfdruckdifferenz zu berechnenden überein.

In Abb. 15 ist vergleichsweise der mittlere tägliche Gang des Dampfdruckgradienten im Juni 1903 und Juni 1937 eingetragen. Erstaunlicherweise zeigt der Dampfdruckgradient des Juni 1937 keineswegs

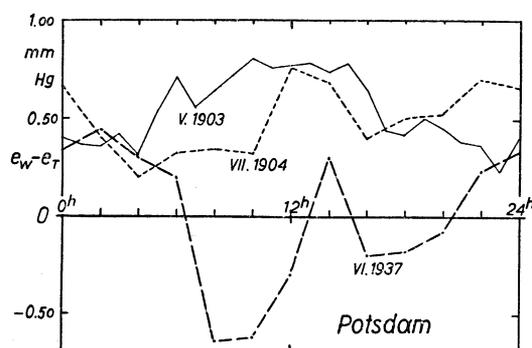


Abb. 15. Täglicher Gang der Dampfdruckgradienten zwischen Turm und Wiese in Potsdam in verschiedenen Sommermonaten 1903, 1904 und 1937.

mehr das Mittagmaximum, das nach den Untersuchungen im Juni 1903 gefunden wurde und nach der ganzen Sachlage auch erwartet werden muß. Die Vermutung, daß es sich hierbei im Juni 1903 um die Wirkung eines besonders feuchten Jahres handelte, bestätigte sich nicht, wie die Kurve des ebenfalls in die Abbildung aufgenommenen täglichen Ganges des Dampfdruckes im Juli des trockenen Jahres 1904 erweist, die einen ähnlichen Verlauf wie die Kurve des Juni 1903 hat. Auch die von Knoch (52) berechneten Mitteltemperaturen und mittleren Feuchtigkeiten für die Jahre 1893 bis 1902 zeigen für die Sommermonate den gleichen täglichen Gang des Dampfdruckgradienten, der im Juni 1903 und Juli 1904 gefunden wurde. Eine Erklärung der hier beobachteten Abweichung der täglichen Gänge des Sommer 1937 kann nur durch die seit Sommer 1908 erfolgten Abholzungen

gegeben werden. Durch sie wurde die Umgebung der Thermometerwiese des Observatoriums immer weiter freigelegt und damit eine immer zunehmende Verminderung der Wasserhaltung ihres Bodens erreicht. Demgegenüber verblieb die Turmstation nach wie vor inmitten der Waldoberfläche mit ihrer ständig wirksamen erheblichen Verdunstung. Dieses Beispiel ist aus dem Grunde besonders wertvoll, weil es zeigt, daß schon verhältnismäßig kleine Eingriffe genügen, um weitgehende Störungen der Wirkungsweise einer Turmstation eintreten zu lassen. Während in den Jahren vor 1908 die Beobachtungswiese ohne weiteres als Basis für die Turmmessungen angesprochen werden konnte, weil sie von dem Walde, dessen Oberfläche auch die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der Turmstation bestimmte, ziemlich eng umschlossen war, erfüllt sie jetzt nach ihrer Freilegung diese Aufgabe nicht mehr.

Für die Berechnung des Verhältnisses L/V wurde die Formel benutzt:

$$L/V = 0,492 \cdot \frac{\vartheta_L - \vartheta_T - 0,3^\circ \text{C}}{e_L - e_T}$$

da die Turmstation in 32 m über der Wiesenstation aufgestellt ist. Die mit dieser Formel berechneten Werte sind in Spalte 10 der Tabelle 12c eingetragen.

Zur Berechnung des Strahlungsumsatzes wurde die Bewölkung benutzt, die in die Spalte 2 der Tabelle 12c eingesetzt wurde. Die Wärmeaufnahme des Bodens aus der kurzwelligen Strahlung wurde unter Benutzung einer Albedo von 20% berechnet. Im allgemeinen kann angenommen werden, daß während der Wintermonate, solange keine Schneedecke liegt, eine etwas höhere Wärmeaufnahme, also eine etwas geringere Albedo von etwa 15% besteht. Dies wurde für die Monate November bis Februar vorausgesetzt. Die Strahlungsintensität für die Strahlung bei klarem Himmel wurde wieder nach der Formel:

$$(I + D)_0 = 0,32 \cdot \sin h_\odot \left(5,8 - \frac{1}{\sqrt{\sin h_\odot}} \right) \text{ für November bis Mai und}$$

$$(I + D)_0 = 0,32 \cdot \sin h_\odot \left(5,5 - \frac{1}{\sqrt{\sin h_\odot}} \right) \text{ für Juni bis Oktober berechnet.}$$

Die Intensität der Strahlung war dann: $(I + D) = (I + D)_0(1 - 0,765 w')$.

Auch die Gegenstrahlung der Atmosphäre wurde nach der Ångströmschen Formel berechnet. Aus $(I + D)_a$, G und $\sigma\vartheta_B^4$ ergab sich nach der Formel:

$$S = (I + D)_a + 0,95 G - 0,95 \sigma\vartheta_B^4$$

der Strahlungsumsatz der Erdoberfläche, der in Tabelle 12c in Spalte 11 wiedergegeben ist.

Zur Berechnung des Wärmeumsatzes im Boden wurden die Tautochronen von Stunde zu Stunde unter Benutzung der in Spalte 3—5 wiedergegebenen Werte der Bodentemperaturen und Heranziehung der mit veröffentlichten Terminbeobachtungen in größeren Tiefen gezeichnet. In Abb. 16 sind die Tautochronen der Termine und die Tautochronen für 4 Uhr morgens wiedergegeben. Hierdurch wird ein gutes Bild über den Verlauf der Tautochronen im Boden im täglichen Gang erhalten. Die zwischen den Tautochronen befindlichen Flächen wurden planimetriert und mit der Wärmekapazität des Bodens multipliziert. Für diese Größe waren in der schon erwähnten Arbeit von Süring die Werte 0,431 bzw. 0,388 bzw. 0,392 bzw. 0,382 cal/cm³ für Winter, Frühjahr, Sommer und Herbst festgestellt worden. Für die größeren Tiefen hat man einheitlich wohl den Mittelwert 0,400 zu wählen. Hierbei ist allerdings wieder zu beachten, daß der Wärmehaushalt im Boden hier nur nach den

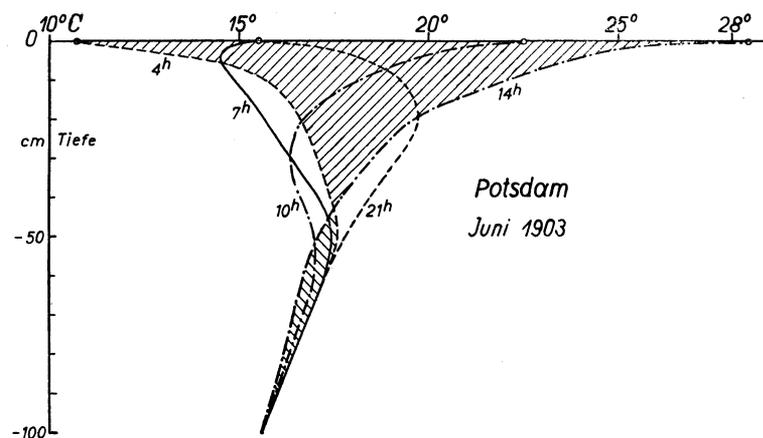


Abb. 16. Tautochronen des täglichen Ganges der Bodentemperaturen in Potsdam im Juni 1903.

Messungen im Potsdamer Thermometerfeld, also im Sandfeld, berechnet wurde, das künstlich bis zu 6 m Tiefe mit reinem Flußsand gefüllt worden ist.

Die Zahlen für den Wärmeumsatz im Boden B wurden im Januar mit einer Wärmekapazität 0,431, im Juni mit einer solchen von 0,392 erhalten. Die Berechnung von L und V ist dann unschwer in der bisher üblichen Weise durchzuführen, indem die Gleichungen benutzt wurden: $S - B = L + V$ und

$$L/V = \frac{\Delta\vartheta - 0,3}{\Delta e} \cdot 0,492.$$

Man erhält dann die in den Spalten 11—14 wiedergegebenen Zahlen, die in Tafel IV a₁ und a₂ dargestellt sind.

b) Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes im Jahre 1903.

Für die Berechnung des jährlichen Ganges des Wärmehaushaltes einer Festlandsstation aus den Monatsmitteln ist es nun erforderlich, ein Rechenverfahren zu finden, das ohne die Berechnung der monatlichen täglichen Gänge an sich nötig zu machen, unmittelbar aus den monatlichen Beobachtungsdaten die Monatswerte des Wärmehaushaltes erschließen läßt. Die hier im einzelnen berechneten mittleren täglichen Gänge für den Januar und Juni müssen hierbei als Beispiel und Kontrolle dienen.

Von vornherein ist auch bei der Berechnung von Monatsmitteln des Wärmehaushaltes darauf Rücksicht zu nehmen, daß an einer Festlandsstation zwischen den Verhältnissen des Wärmeaustausches bei Nacht und denen bei Tage eine völlige Verschiedenheit besteht. Diese Verschiedenheit drückt sich vor allem auch in dem Verhältnis L/V aus, also in dem gegenseitigen Verhalten zwischen Dampfdruck und Temperaturgradient. Während der Temperaturgradient von der Wiese bis zum Turm bei Nacht negativ wird, bleibt ein geringer Dampfdruckabfall von der Wiese zum Turm auch bei Nacht erhalten. Aus diesem Grunde wird das Verhältnis L/V bei Nacht negativ und zwar der absoluten Größe nach entsprechend der im Winter geringeren Verdunstung im Winter von wesentlich höheren Werten als im Sommer. Man kann in der Kurve eines jeden täglichen Ganges der L/V deutlich einen Nachtzustand mit einem $(L/V)_-$ von einem negativen Wert, der im Mittel unter -1 liegt, von einem Tagzustand mit einem $(L/V)_+$ mit einem positiven Wert, der absolut erheblich kleiner ist, unterscheiden.

Auch die Bodenoberflächentemperatur nimmt bei Tage erheblich höhere Werte über die Lufttemperatur an, als sie bei Nacht Untertemperaturen erreicht.

Denselben Unterschied zwischen einem Tagzustand und einem Nachtzustand kann man naturgemäß auch bei dem Strahlungsumsatz machen und zwischen einem Strahlungsumsatz S_+ bei Tage und einem solchen

S_- bei Nacht unterscheiden. Hierbei muß als Grenze zwischen Tag und Nacht der Augenblick des Umschlagens des Strahlungsumsatzes aufgefaßt werden. Man kann also eine meteorologische Tageslänge t einführen in Stunden, während der der Strahlungsumsatz positiv ist. Es ist ohne weiteres ersichtlich, daß dieser Strahlungsumsatz durch die Gleichung definiert werden kann:

$$S_+ = (I + D)_\alpha + 0,95 G_+ - 0,95 \sigma \vartheta_{B+}^4,$$

wobei $(I + D)_\alpha$ den Strahlungsgenuß des Bodens an kurzwelliger Strahlung von Sonne + Himmel, G_+ die Gegenstrahlung der Atmosphäre zu den mittleren Temperatur- und Feuchtigkeitsbedingungen der Zeit t und $\sigma \vartheta_{B+}^4$ die Ausstrahlung des Bodens bei den Oberflächentemperaturen ϑ_+ bedeutet, die der Boden im Mittel während der Zeit t annimmt. Der Strahlungsumsatz während der Nachtzeit ergibt sich dann zu:

$$S_- = S - S_+,$$

wenn mit S der in der üblichen Weise berechnete Gesamtstrahlungsumsatz bezeichnet wird.

Dieser Strahlungsumsatz bei Tage bewirkt eine Wärmeaufnahme des Bodens im täglichen Gang, die einen erheblichen Teil der einfallenden Wärmemenge bindet, um sie bei Nacht wieder freizugeben. Diese im Boden tagsüber gebundene Wärmemenge B_+ ist dabei im Sommer größer als die vom Boden tatsächlich aufgenommene und in ihm verbleibende Wärmemenge B . Es wird also während des Tages gebunden und bei Nacht wieder abgegeben die Wärmemenge $B_+ - B$.

Die Bestimmung von B_+ machte zunächst Schwierigkeiten. Es stellte sich schließlich heraus, daß man für B_+ die Differenzfläche zwischen der Tautochrone kurz vor Sonnenaufgang und der Tautochrone bei 14 Uhr einzusetzen hat. (Abb. 16.)

Unter diesen Voraussetzungen ist für die Berechnung des Wärmehaushaltes eines Monats der Ansatz berechtigt:

$$\begin{aligned} S_+ - B_+ &= L_+ + V_+ \text{ und} \\ S - S_+ + B_+ - B &= L_- - V_-, \end{aligned}$$

wobei L_+ und V_+ bzw. L_- und V_- die Wärmeumsätze zwischen Luft und Erdoberfläche bzw. bei der Verdunstung während des Tages und der Nachtzeit bedeuten.

Wenn man dann die Werte $(L/V)_+$ und $(L/V)_-$ ermitteln kann, die als Mittelwerte für jeden Monat zu gelten haben, so steht einer Ermittlung von $L = L_+ + L_-$ und $V = V_+ + V_-$ für jeden Monat nichts mehr im Wege. Als Kontrollbeispiel können die bereits voll berechneten Monate Januar und Juni herangezogen werden. Hierbei ergibt sich die folgende Zusammenstellung:

Tabelle 12d

	Juni cal/cm ² Monat			Januar cal/cm ² Monat	
	Formel	Tabelle		Formel	Tabelle
B	568	548	B	-248	-193
B_{4-14}^+	1812	1760	B_{7-14}^+	506	475
S_{3-19}^+	6320	6300	S_{9-15}^+	546	541
S	5000	4870	S	-1600	-1620
$(L/V)_{6-18}^+$	0,46	0,48	$(L/V)_{11-14}^+$	0,15	0,10
$(L/V)_{18-6}^-$	-1,60	-1,88	$(L/V)_{14-11}^-$	-4,51	-4,11
V_+	3090	3127	V_+	35	55
V_-	127	169	V_-	396	532
V	3217	3296	V	431	587
L_+	1422	1368	L_+	5	5
L_-	-203	-430	L_-	-1782	-1960
L	1219	1028	L	-1777	-1955

Die Zusammenstellung läßt erkennen, daß die Übereinstimmung nicht vollkommen ist. Trotzdem reicht sie durchaus hin, um alle wesentlichen Züge der Verteilung des Wärmehaushaltes auf seine Komponenten auch bei der formelmäßigen Berechnung aus den Monatsmitteln erkennen zu lassen. Es wurde daher auf jede Retusche der Tabelle oder der durch die Formel errechneten Werte, die an sich möglich wäre, verzichtet.

Für die Berechnung des Wärmehaushaltes aus den Monatsmitteln ist nach diesen Ausführungen die Größe von $(L/V)_+$ und $(L/V)_-$ entscheidend. Gerade diese Werte sind an und für sich nur schwer zu bestimmen. Sie erfordern auf jeden Fall die Berechnung des täglichen Ganges von L/V für jeden einzelnen Monat.

In Tabelle 12b sind die täglichen Gänge der Größe L/V , die entsprechend der Formel (6) berechnet wurden, von 2 zu 2 Stunden wiedergegeben. Um aus diesen Werten die Mittelwerte $(L/V)_+$ und $(L/V)_-$ festzustellen, wurde zunächst die Trennung der Tagesgänge in positive und negative Zahlen gemäß der eingezeichneten starken Linie vorgenommen und die Werte von $(L/V)_+$ durch Mittelbildung der innerhalb der gebrochenen Linie liegenden Werte berechnet, wobei außer den Werten von 6 und 18 Uhr von April bis Juli auch der 7- und 17-Uhr-Termin zur Mittelbildung herangezogen werden mußte. In gleicher Weise wurde auch die Mittelbildung der negativen Werte vorgenommen, bei denen nur die Zahlen außerhalb der gestrichelten Linie genommen wurden. Formelmäßig stellt sich also die Berechnung der L/V in der folgenden Weise dar:

$$(L/V)_+ = \frac{\Sigma (L/V)_+^i}{n_+}, \quad (L/V)_- = \frac{1}{n_- \Sigma (V/L)_-^i}$$

Hierbei bedeuten n_+ und n_- die Anzahl der jeweils innerhalb und außerhalb der genannten Stufenlinien liegenden Werte.

Die Werte von $(L/V)_+$ und $(L/V)_-$ sind in Tabelle 12a in Spalte 11 und 12 wiedergegeben. Die Zahlen S_+ und B_+ in den Spalten 7 und 8. Die Monatsmittelwerte der Bewölkung, der Erdoberflächentemperaturen, der Lufttemperatur, des Dampfdrucks und des Windes gibt Tabelle 12 in den Spalten 2—6. Der Niederschlag und die Angaben der Wildschen Verdunstungswaage sind in die Spalten 9 und 10 aufgenommen. In den Spalten 7 und 8 ist das Temperaturgefälle zwischen Boden und Luft und zwischen Wiese und Turm gegeben. Die für die Berechnung von S_+ wichtigen Größen $(I + D)_a$, ϑ_B^+ und ϑ_L^+ , sowie die Zeitdauer des positiven Strahlungsumsatzes t geben die Spalten 2—5 der Tabelle 12a. Die Ausstrahlung ist in Spalte 6 und schließlich die Größe S_+ in der Spalte 7 dieser Tabelle enthalten.

Es mag hierbei auf gewisse Besonderheiten hingewiesen werden, durch die diese Werte z. T. von den Einzelwerten des Monats abweichen können. Eine solche Fehlerquelle tritt bei der Berechnung der Bewölkung auf. Grundsätzlich wurde bei der Berechnung von S_+ aus den Monatsmitteln die wirkliche und nicht die reduzierte Bewölkung benutzt. Hierbei macht sich der teilweise starke tägliche Gang der Bewölkung störend bemerkbar. Durch ihn erscheint der Strahlungsumsatz des Juni z. B. trotz der ausnahmsweisen Einführung der reduzierten Bewölkung zu seiner Berechnung noch etwas niedriger, wenn man ihn als Mittel des täglichen Ganges berechnet, als in der Tabelle der Monatswerte. Die in der Tabelle 12d für diese Abweichung gegebenen Zahlen zeigen aber, daß derartige Abweichungen meist nur geringfügige Änderungen der Elemente des Wärmehaushaltes zur Folge haben, weil sich die verschiedenen Fehlerquellen meist gegenseitig wieder aufheben.

Betrachtet man die Kurve des Wärmehaushaltes im einzelnen, so ergaben sich für die mittleren täglichen Gänge des Wärmehaushaltes im Januar und Juni 1903, die in Tafel IV a₁ und a₂ auf Seite 49 dargestellt sind, Vergleichsmöglichkeiten mit Wärmehaushaltskurven, die für die Verhältnisse bei klarem Himmel für das Potsdamer Thermometerfeld am 19. 7. 1925 und 16. 12. 1924 berechnet wurden (53). Da es sich in der vorliegenden Arbeit um mittlere Kurven handelt, bei denen vor allem auch eine erhebliche Bewölkung (0,5—0,6) vorhanden ist, verwundert es nicht, daß im Sommer der Strahlungs- und Wärmeumsatz nur etwa 70% des dort angegebenen erreicht. Die gleichen Verhältnisse gelten auch für die zwischen Boden und Luft umgesetzte Wärmemenge, während die Verdunstung im Sommer über dem trockenem Sandfeld bei klarem Wetter noch geringer ist, als es hier für die Monatsmittel festgestellt wurde. Als weitere Ursache der Abweichungen ist noch zu beachten, daß die Wärmehaushaltswerte im vorliegenden Falle für die ganze Wiese gelten, während sie bei den früher berechneten Einzeltagen von 1924 lediglich für das Sandfeld selbst bestimmt wurden.

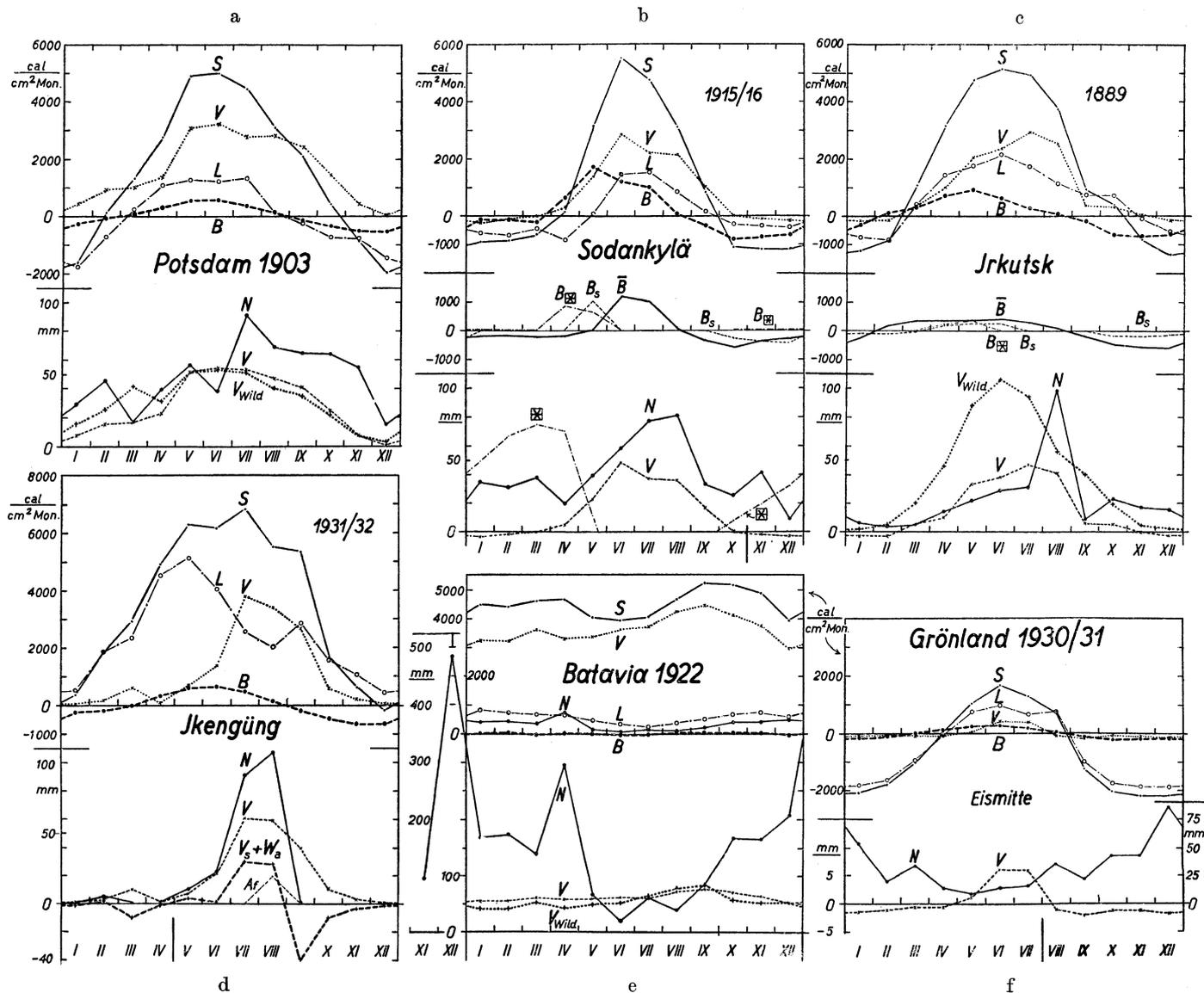
Im Winter bleiben wegen der durch die Bewölkung gemilderten Ausstrahlung die Strahlungsumsatzwerte an den klaren Tagen mittags wesentlich hinter den Monatsmitteln zurück. Während der Nachtzeit ist der Wärmeverlust des Bodens durch Ausstrahlung nur etwa halb so groß als bei den klaren Tagen. Gleiche Verhältnisse gelten auch für den Wärmeumsatz im Boden. Die aus der Luft zugeführte Wärmemenge ist im Monatsmittel deutlich geringer als für die klaren Einzeltage, während die Verdunstung im Monatsmittel einen schwachen positiven Wert aufweist, trat an dem klaren Dezembertage durchweg Kondensation ein.

Die Phase des täglichen Ganges der Elemente ist im Sommer für das Monatsmittel und den klaren Einzeltag sowohl bei dem Strahlungsumsatz als auch bei dem Wärmeumsatz im Boden und zwischen Boden und Luft nur wenig verschieden. Die Phasenverschiebung bei der Verdunstung zu einem Nachmittagsmaximum tritt aber im Monatsmittel nicht so deutlich hervor wie bei dem Einzeltage. Es mag dies mit der schon erwähnten Verschiedenheit der Bezugfelder (Sandfeld für den Einzeltage, Wiese für das Monatsmittel) oder auch mit der verschiedenen Zeit der Beobachtung zusammenhängen, da die Beobachtungen auf dem Sandfeld im Jahre 1924 also nach der großen Abholzung stattgefunden haben.

Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes von Potsdam ist in Tafel III a₁ dargestellt. Deutlich erkennt man die grundlegenden Unterschiede dieser ersten hier behandelten Landstation gegenüber allen vor-

her betrachteten Meeresstationen. Zunächst ist die Amplitude des Strahlungsumsatzes wesentlich geringer als z. B. die für den Sakrower See in Tabelle 11 und Tafel II f₁ berechnete. Dies rührt nur zum Teil von dem besonderen Bewölkungsreichtum des Jahres 1903 her, zum andern Teile daher, daß die Oberflächentemperatur während der Sommertage auf der Festlandsstation zu sehr erheblichen Werten ansteigt, so daß durch die dann stark vermehrte Ausstrahlung ein großer Teil der einkommenden Wärmemenge wieder an die Atmosphäre abgegeben wird.

Gegenüber den Wasserflächen ist die jährliche Wärmeaufnahme des Untergrundes bei festem Boden nur etwa der zehnte Teil. Hierdurch wird bewirkt, daß das Maximum der Wärmeabgabe durch Wärmeleitung und Verdunstung mit dem Maximum des Strahlungsumsatzes zusammenfällt und keine Verschiebung auf den Herbst eintritt, wie sie bei dem Binnengewässer des Sakrower Sees beobachtet wurde. Im übrigen läßt aber auch die Verdunstungskurve von Potsdam wenigstens eine geringe Phasenverschiebung nach dem Herbst hin erkennen. Denn die Verdunstung des September ist beispielsweise doppelt so groß wie die des April, trotzdem der Strahlungsumsatz beider Monate nur um 20% zu Ungunsten des April verschieden ist.



Tafel III. Der jährliche Gang der Komponenten des Wärmehaushaltes auf Festlandstationen.

- a₁ Der Wärmehaushalt von Potsdam im Jahre 1903.
a₂ Verdunstung und Niederschlag in Potsdam im Jahre 1903.
b₁ Der Wärmehaushalt von Sodankylä im Jahre 1916.
b₂ Die Komponenten des Wärmeumsatzes im Boden in Sodankylä im Jahre 1916.
b₃ Schneedecke, Verdunstung und Niederschlag in Sodankylä im Jahre 1916.
c₁ Der Wärmehaushalt von Irkutsk im Jahre 1889.
c₂ Die Komponenten des Wärmeumsatzes im Boden in Irkutsk im Jahre 1889.

- c₃ Verdunstung und Niederschlag in Irkutsk.
d₁ Der Wärmehaushalt der Gobi in Ikengüng im Jahre 1931.
d₂ Der Wasserhaushalt in Ikengüng.
e₁ Der Wärmehaushalt von Batavia im Jahre 1922.
e₂ Verdunstung und Niederschlag in Batavia 1922.
f₁ Der Wärmehaushalt der Station Eismitte in Grönland im Jahre 1930/31.
f₂ Verdunstung und Niederschlag in Eismitte 1930/31.

Gegenüber dem Wärmehaushalt der Scilly-Inseln treten diese Abweichungen des Wärmehaushaltes der Festlandsstation naturgemäß in noch viel stärkerem Maße hervor, so daß hier schlechterdings keine Vergleichsmöglichkeit zwischen beiden Stationen besteht. Von großem Interesse ist noch der Vergleich des Wärmehaushaltes des Potsdamer Beobachtungsfeldes mit dem des Verdunstungskessels (Tafel II, Darst. f_2), der auf der gleichen Beobachtungswiese aufgestellt war. Deutlich ist bei letzterem die viel größere Wärmeaufnahme durch Strahlung. Sie wird, abgesehen von den auf S. 34 beschriebenen besonderen Eigenschaften des Gefäßes durch die wesentlich geringere Temperaturerhöhung bewirkt, die das stark verdunstende Wasser durch die Bestrahlung erfährt. Auch die erheblich gesteigerte Verdunstung bei geringerer Wärmeabgabe an die Luft ist bei dem Kessel deutlich zu erkennen.

Es sei noch bemerkt, daß bei der Ermittlung der Komponenten des Wärmehaushaltes für Potsdam, versucht wurde, auf die zeitweise Schneebedeckung des Beobachtungsfeldes im Januar und Dezember Rücksicht zu nehmen. Es wurde für die in Frage kommenden Monate eine von 15 auf 20% vergrößerte Albedo und entsprechend verminderte Oberflächentemperaturen angenommen.

Besonders bemerkenswert ist auch eine Betrachtung des Wärmeumsatzes zwischen Luft und Erdoberfläche im Vergleich zu der Seestation. Während bei letzterer stets die Wärmeabgabe an die Luft ein Mehrfaches der Wärmeaufnahme aus der Luft beträgt, überwiegt in Potsdam und zwar sowohl bei dem Verdunstungskessel als auch bei dem Beobachtungsfeld die Wärmeaufnahme im Winter die Wärmeabgabe im Sommer. In diesem Zusammenhange sei auch auf die Gegenüberstellung der an die Luft abgegebenen Wärmemenge L mit der Temperaturdifferenz zwischen Boden und Luft ($\vartheta_B - \vartheta_L$) hingewiesen, die in Abb. 17 dargestellt ist. In ihr sind die den verschiedenen Monaten entsprechenden Punkte kenntlich gemacht. Deutlich erkennt man, daß die Monate Februar bis Mai über der strichpunktiert eingetragenen Mittellinie liegen, während die Monate August bis Januar unter ihr eingetragen sind. Die Wintermonate Dezember und Januar weichen sogar erheblich von der Mittellinie ab. Es besteht also keineswegs für diese Festlandsstation der einfache fast lineare Zusammenhang, der für die gleichen Größen, wie die Abb. 6 zeigt für alle Meeresstationen gefunden wurde. Trotzdem ist auch für eine Festlandsstation ein recht klarer linearer Zusammenhang zwischen Temperaturunterschied zwischen Boden und Luft zu erwarten. Die gerade in Potsdam zu beobachtenden großen Abweichungen haben besondere Ursachen. Für die Bestimmung von L und V waren die Temperaturgradienten zwischen

Wiese und Turm maßgebend. Für die Oberflächentemperatur wurde aber nicht die Temperatur der Grasoberfläche der Wiese, sondern die des künstlich vegetationslos gehaltenen Sandfeldes eingesetzt. Durch die winterliche Auskühlung des Bodens erscheint die Oberfläche des Thermometerfeldes im Spätwinter und Frühjahr wesentlich kälter als die sich wesentlich besser auf den Strahlungsumsatz einstellende äußere Oberfläche der Grasnarbe. Umgekehrt ist im Spätjahr die Oberfläche des Thermometerfeldes wesentlich wärmer als die der Grasnarbe. Durch die wenigstens zu einem Drittel der Tage im Januar bzw. zur Hälfte der Tage im Dezember das Beobachtungsgebiet bedeckende Schneedecke, die auf dem Thermometerfeld stets entfernt wurde, werden diese Verhältnisse noch verschärft.

In die gleiche Abb. 17 ist auch der Wärmeumsatz zwischen Verdunstungskessel und Luft, der in Tabelle 6b behandelt wurde, in Abhängigkeit von seiner Temperaturabweichung gegen die Luft eingetragen. Die Werte für die einzelnen Monate liegen hier viel besser auf einer Geraden, wenn man von den beiden extrem herausfallenden, aber auch nur theoretisch erschlossenen Zahlen für die Monate Januar und Dezember 1927 absieht.

Die höhere Lage der Kurve für die Wärmeabgabe des Verdunstungskessels gegenüber der Kurve für die Beobachtungswiese bei gleicher Temperaturdifferenz gegen Luft ist auf die freiere Lage des in 1 m Höhe stehenden Kessels zurückzuführen. Im übrigen liegt die Kurve für Potsdam in gleicher Höhe wie die in Abb. 6 gegebene flachste Kurve für die Wärmeabgabe der Seeoberfläche. Diese Kurve gilt für Key West, wo ebenfalls nur geringe mittlere Windgeschwindigkeiten herrschten.

Wichtig ist für Potsdam auch der Vergleich der hier berechneten Verdunstungswerte mit den durch die Wildsche Waage beobachteten, sowie mit dem Niederschlag. Dieser Vergleich ist wie bei den Darstellungen des Wärmehaushaltes für die Meeresstationen auf den unteren Teil des Wärmehaushaltsdiagramms gegeben. Man erkennt, daß die Wildsche Waage im Frühjahr um 50% zu hohe, im Spätjahr um 10% zu niedrige Werte

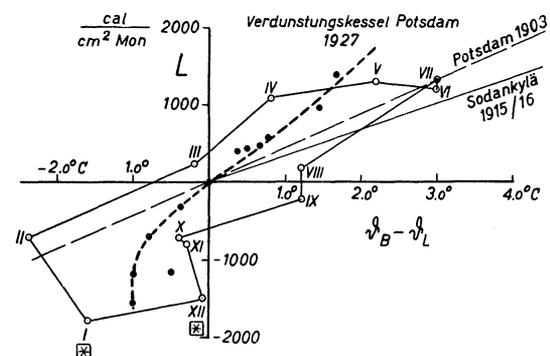


Abb. 17. Zusammenhang zwischen der von der Bodenoberfläche an die Luft abgegebenen Wärmemenge mit der Temperaturdifferenz zwischen Oberfläche und Luft in Potsdam.

angibt. Immerhin ist die Übereinstimmung zwischen der berechneten Verdunstung und den Werten der Wildschen Waage, wie man sieht, überraschend gut. Inwieweit dies nur für das besonders regenreiche Jahr 1903 gilt, kann erst durch weitere Untersuchungen festgestellt werden. Die gesamte Jahresverdunstung beträgt nach der Berechnung 334 mm, nach der Wildschen Waage 376 mm. Also weichen auch die Jahressummen nicht stark voneinander ab. Der Niederschlag liegt mit 581 mm in dem Durchschnitt, der für Potsdam 580 mm beträgt. Aus den Betrachtungen über die Verdunstung des Sakrower Sees wurde abgeleitet, daß die Seeverdunstung etwa 431 mm beträgt, während an Land etwa 350 mm beobachtet wurden. Wenn man beide Werte ungefähr mit den Mittelwerten der Verdunstung gleichsetzen könnte, dann würde bei Beachtung der Flächenverhältnisse zwischen Land und See und der Tatsache, daß die Waldverdunstung bestimmt die Landverdunstung wesentlich überschreitet und vielleicht mit 400 mm im Jahre anzusetzen ist, etwa ein Drittel des Niederschlages durch Abfluß verloren gehen, während zwei Drittel durch Verdunstung wieder an die Luft zurückgeführt werden. An eine nähere Prüfung dieser Frage kann aber erst nach der Verarbeitung eines größeren Beobachtungsmaterials herangegangen werden, zu dessen Gewinnung diese Untersuchung den ersten Schritt darstellt.

2. Der Wärmehaushalt am Observatorium Sodankylä im Jahre 1915/16.

Nach der Untersuchung des Wärmehaushaltes in Potsdam, bei dem die Schneeeinwirkungen nur unvollkommen berücksichtigt werden konnten, ist die Bearbeitung einer Station, bei der gerade die Schnee- verhältnisse besonders genau beobachtet wurden, von großem Wert. Es gibt in der Literatur trotz der zahlreichen früheren russischen Untersuchungen eigentlich nur eine Station, bei der mit größter Sorgfalt und über einen hinreichend langen Zeitraum Untersuchungen über die Temperaturverhältnisse der Schneedecke und im Erdboden darunter durchgeführt wurden. Dies ist durch Keränen (20) an der finnischen Station Sodankylä in 67° NB geschehen. Allerdings beschränkte Keränen seine Untersuchungen im Jahre 1916 und 1917 auf die Schneedecke und den Boden, doch gab er Niederschlag, Bewölkung und Lufttemperatur an, so daß eine Berechnung der übrigen Komponenten des Wärmehaushaltes wenigstens annähernd erfolgen kann. Als ein besonders günstiger Umstand muß hierbei noch betrachtet werden, daß erst vor kurzem die Messungen der Sonnen- und Himmelsstrahlung während des Polarjahres in Sodankylä von Keränen und Luneland (54) veröffentlicht wurden. Mit Hilfe dieser Untersuchungen können die Daten der kurzweiligen Intensität der Sonnen- + Himmelsstrahlung einwandfrei berechnet werden, während früher nur Analogieschlüsse aus den Beobachtungen der vom Meteorologischen Observatorium Potsdam im Jahre 1927 während 1½ Monate im Sommer aufrecht erhaltenen Station Vittangi (55) möglich waren, die nur 200 km westlich von Sodankylä auf derselben Breite liegt.

Die Beobachtungen im Schneefeld fanden nach der Beschreibung von Keränen (a. a. O. S. 11) in einer Entfernung von 8 m im Südwesten des Absoluten Hauses für Magnetische Beobachtungen statt. Die Messungen wurden unter einer ebenen Sandoberfläche durchgeführt, die nach Zerstörung der natürlichen Oberflächenbedeckung durch den Hausbau als die zweckmäßigste Oberflächenform betrachtet wurde. Die Fläche hatte eine Neigung von etwa 3° nach Süden. Im Umkreis von 25—30 m war die Beobachtungsstelle von einem dünnen Bestande hoher alter Kiefern umgeben.

a) Der Wärmehaushalt der Dekade vom 27. Juni bis 6. Juli 1916.

Die Beobachtungen Keränens gaben im allgemeinen nur Tagesmittel der Boden- und Schneetemperaturen. Nur während einiger Zeiträume von etwa 10 Tagen Dauer wurden in den Sommern 1916/17 auch die Tagesreihen der Bodentemperaturen und Bewölkungen veröffentlicht. Um einen Einblick in die hier obwaltenden Verhältnisse zu geben, ist im folgenden der Wärmehaushalt einer solchen Dekade vom 27. Juni bis zum 6. Juli 1916 berechnet.

In Tabelle 13b sind die von Keränen (a. a. O. S. 196 und 113) gegebenen Zwei-Stundenmittel der Luft- und Bodentemperaturen an der Oberfläche und der Bewölkung mitgeteilt (Spalte 2—4). Nach den Feststellungen von Luneland und Keränen gilt für den Bewölkungseinfluß für Juni die Formel:

$$(I + D) = (I + D)_0 [1 - (1 - s/S) (1 - 0,347)]$$

Untersucht man den Zusammenhang zwischen s/S , also der relativen Sonnenscheindauer, mit der Bewölkung w unter Zuhilfenahme des Materials von Keränen und Luneland (a. a. O. S. 7), so erhält man aus den Monatsmitteln für den Ausdruck $s/S + w$, der eigentlich = 1 sein sollte, in Abhängigkeit von der

Bewölkung die in Abb. 18 dargestellten Punkte. Sie ordnen sich zwanglos zu zwei Geraden für die Monate mit niedrigen ($< 25^\circ$) und hohen mittlerem Sonnenstand ($> 25^\circ$). Hierbei schalten die Zeiten mit niedrigem Sonnenstand wegen der Kulissenwirkung, die bei ihnen die Abweichung der untersuchten Größe von der Einheit bewirkt, ohnehin aus. Bei ihnen kann ohne Schaden $s/S + w = 1$ gesetzt werden. Für die Zeiten mit hohem Sonnenstand müssen dagegen anknüpfend an diese Zusammenhänge aus den von Keränen in der betrachteten Dekade zweistündlich gegebenen Bewölkungsmitteln die Werte von s/S berechnet werden, die der Keränen-Lunelundschen Formel zugrunde zu legen sind. In Spalte 5 der Tabelle 13b sind die Werte $s/S + w$ und in Spalte 6 die daraus berechneten Werte w' gegeben.

Die Werte von $(I + D)_0$ für wolkenlosen Himmel sind von Keränen und Lunelund (a. a. O. S. 16) einige Prozent niedriger als von Albrecht für Vittangi unter sonst gleichartigen klimatischen Verhältnissen bestimmt worden. Unter Zugrundelegung ersterer Werte wurden für die für Sodankylä zutreffenden Sonnenhöhen die in Spalte 8 der Tabelle 13b gegebenen Zahlen $(I + D)_\alpha$ berechnet. Die Werte $(I + D)_\alpha$ wurden entsprechend der um 3 Grad liegenden Neigung der Feldfläche nach Süden für die Zeit von 10—14 Uhr um $1 - \frac{\sin 48^\circ}{\sin 45^\circ} = 6\%$ erhöht. Die Werte von 8—10 und 14—16 Uhr wurden um 4% gesteigert.

Für die Berechnung der Gegenstrahlung wurden die Werte von w beibehalten. Auch wurde die bisher stets benutzte Ångströmsche Formel hier weiter verwandt, da nicht anzunehmen ist, daß die geringere Dichte der Bewölkung, die sich für die Himmelsstrahlung als Verringerung des Bewölkungseinflusses erheblich bemerkbar machte, sich auch auf die Gegenstrahlung auswirkt. Für die Gegenstrahlung mußte auch der

Dampfdruck bestimmt werden, der von Keränen (20) in seiner Arbeit nicht angegeben wurde. Aus den erwähnten zu gleicher Jahreszeit zehn Jahre später in Vittangi (55) in Lappland stattgefundenen Beobachtungen und aus dem mittleren jährlichen Gang des Dampfdrucks in Sodankylä konnte er zu etwa $e_L = 8,2$ mm ermittelt werden, wobei angenommen werden kann, daß der tägliche Gang nur gering war. Mit diesen Werten für den Dampfdruck, die Lufttemperatur und die Bewölkung wurde der tägliche Gang der Gegenstrahlung G der Atmosphäre berechnet und mit den gleichfalls zweistündlich gegebenen Oberflächentemperaturen ϑ_B der der Ausstrahlung der Sandoberfläche unter Zugrundelegung einer Albedo für die dunkle Strahlung von 0,05. In den Spalten 9 und 10 der Tabelle 13b sind die Werte der Bodenausstrahlung $0,95 \sigma \vartheta_B^4$ und der Gegenstrahlung $0,95 G$ angeführt. Sie zeigen deutlich, daß mittags ein großer Teil der durch Einstrahlung dem

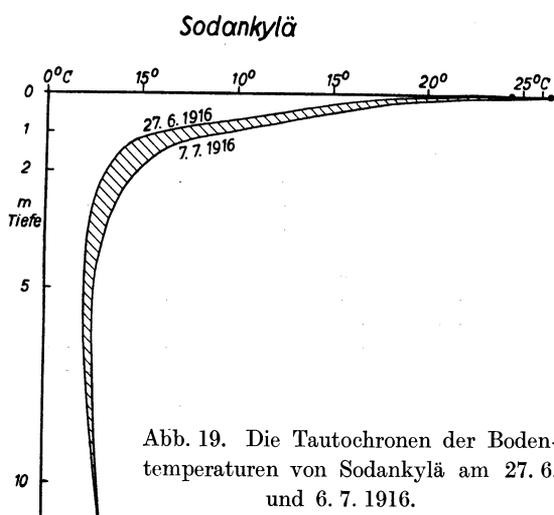


Abb. 19. Die Tautochronen der Bodentemperaturen von Sodankylä am 27. 6. und 6. 7. 1916.

Boden zugeführten Wärmemenge unmittelbar durch die vermehrte Ausstrahlung des stark erwärmten Bodens wieder an die Luft abgeführt wird.

Die Berechnung der im Boden umgesetzten Wärmemenge geschah durch Ausmessung der zwischen den Tautochronen der Bodentemperaturen von zwei zu zwei Stunden liegenden Flächen unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die Wärmekapazität des Bodens nach den Messungen von Keränen (a. a. O. S. 139) im Mittel von 0—10 cm, von 10—40 cm und von 40—80 cm beziehungsweise die Werte hatte: 0,37; 0,42 und 0,47. Die aus den Flächen zwischen den Tautochronen ermittelten Wärmemengen ergaben nicht vollständig den

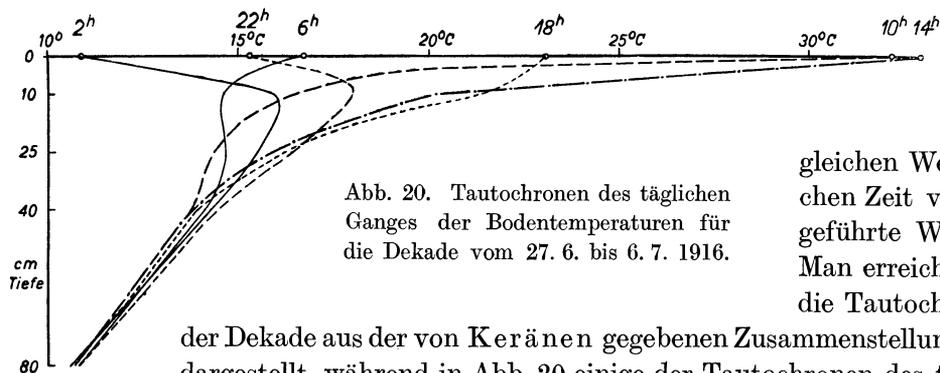


Abb. 20. Tautochronen des täglichen Ganges der Bodentemperaturen für die Dekade vom 27. 6. bis 6. 7. 1916.

Wärmeumsatz im Boden. Diesen erhält man erst, wenn man den während des Tages, bei dem die Erdbodentemperatur ja angenähert nachts wieder auf den gleichen Wert zurückkehrt, den sie zur gleichen Zeit vortags hatte, die in die Tiefe abgeführte Wärmemenge in Rechnung stellt. Man erreicht dies einfach dadurch, daß man die Tautochronen am Anfang und am Ende der Dekade aus der von Keränen gegebenen Zusammenstellung ermittelt. Diese sind in Abb. 19 dargestellt, während in Abb. 20 einige der Tautochronen des täglichen Ganges gezeichnet sind.

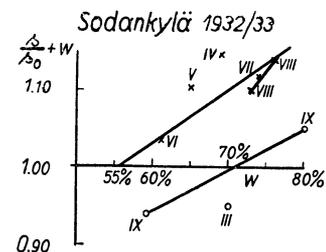


Abb. 18. Zusammenhang zwischen den Monatsmitteln der Summe relative Sonnenscheindauer + Bewölkung und den Bewölkungsmitteln in Sodankylä.

$$1 - \frac{\sin 48^\circ}{\sin 45^\circ} = 6\%$$

Tabelle 13. Sodankylä 1915/16.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	w	1 - η	s/g + w	w'	θ _B	θ _L	\bar{B}	B _☐	B _s	S	B	L	V	V
	%		%	%	° C	° C	cal/cm ² Monat			cal/cm ² Monat				mm
1916 I	85	0,600	100	85	-12,9	-11,2	-148	+ 48	-19	- 925	- 119	- 594	- 212	- 3,5
II	83	0,600	100	83	-11,6	-10,4	- 169	+ 37	—	- 886	- 132	- 646	- 108	- 18,0
III	69	0,607	100	69	-12,8	-11,7	- 233	+ 23	—	- 681	- 210	- 471	0	0,0
IV	79	0,615	117	68	- 5,2	- 3,0	- 201	+ 88	—	132	664	- 841	309	5,1
V	77	0,623	115	67	1,5	1,4	42	+ 648	+1026	3 155	1716	+ 59	1380	22,7
VI	70	0,653	111	63	14,8	10,6	1209	—	—	5 530	1209	1450	2871	48,1
VII	69	0,630	110	63	20,8	16,3	1018	—	—	4 750	1018	1520	2212	37,4
VIII	86	0,658	121	71	11,5	8,9	80	—	—	3 121	80	870	2171	36,3
IX	65	0,636	100	65	4,8	4,2	- 338	—	—	845	- 338	170	1013	16,8
X	79	0,648	100	79	- 5,1	- 4,2	- 568	—	(-240)	- 1 104	- 808	- 296	0	0,0
1915 XI	75	0,630	100	75	-14,0	-12,8	- 386	+ 2	- 364	- 1 158	- 742	- 309	- 107	- 1,7
XII	69	0,630	100	69	-25,3	-24,4	- 286	+ 40	- 403	- 1 172	- 649	- 356	- 167	- 2,6
							+2349	+ 188	+1026	+17 533	+4687	+4069	+9956	+166,4
							-2329	+1481	-1026	- 5 926	-2998	-3513	- 594	- 9,6
							+ 20	+1669	0	+11 607	+1689	+ 556	+9362	+156,8

Tabelle 13a.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
	(I + D) ₀	I + D	1 - α	(I + D) _α	A	R _m	e _L	N	☐ Höhe	☐ Dichte	θ _B - θ _L	E _B - e _L	L	
	cal/cm ² Monat			cal/cm ² Monat		%	mm	mm	cm		° C	mm	V	
1916 I	44	80	0,2	16	941*)	88	1,7	34,4	49,3	0,167	-1,70	-0,3	2,79	
II	1 431	600	0,2	120	1006*)	86	1,7	31,3	66,4	0,187	-1,22	-0,1	5,96	
III	5 760	4 010	0,2	802	1483*)	79	1,5	37,6	74,4	0,214	-1,13	0,0	— ∞	
IV	12 150	7 020	0,3	2100	1968	72	2,7	19,2	70,3	0,242	-2,21	0,4	-2,72	
V	17 990	10 500	0,6	6300	3145	66	3,4	39,2	11,1	0,252	0,10	(1,4)	0,04	
VI	21 200	12 480	0,8	9900	4370	64	6,2	58,0	—	—	4,25	—	—	
VII	19 710	11 880	0,8	9470	4720	68	9,5	77,0	—	—	4,46	—	—	
VIII	14 380	7 670	0,8	6140	3019	79	6,8	81,6	—	—	2,57	—	—	
IX	8 170	4 790	0,8	3820	2975	84	5,2	33,6	—	—	0,56	—	—	
X	2 952	1 446	0,3	434	1538*)	88	3,0	25,5	7,9	0,170	-0,93	0,0	-∞	
1915 XI	240	320	0,2	64	1222*)	91	1,6	41,3	19,3	0,128	-1,18	-0,2	2,90	
XII	—	40	0,2	8	1180*)	90	0,5	9,4	32,2	0,172	-0,87	-0,2	2,14	
									488,1					

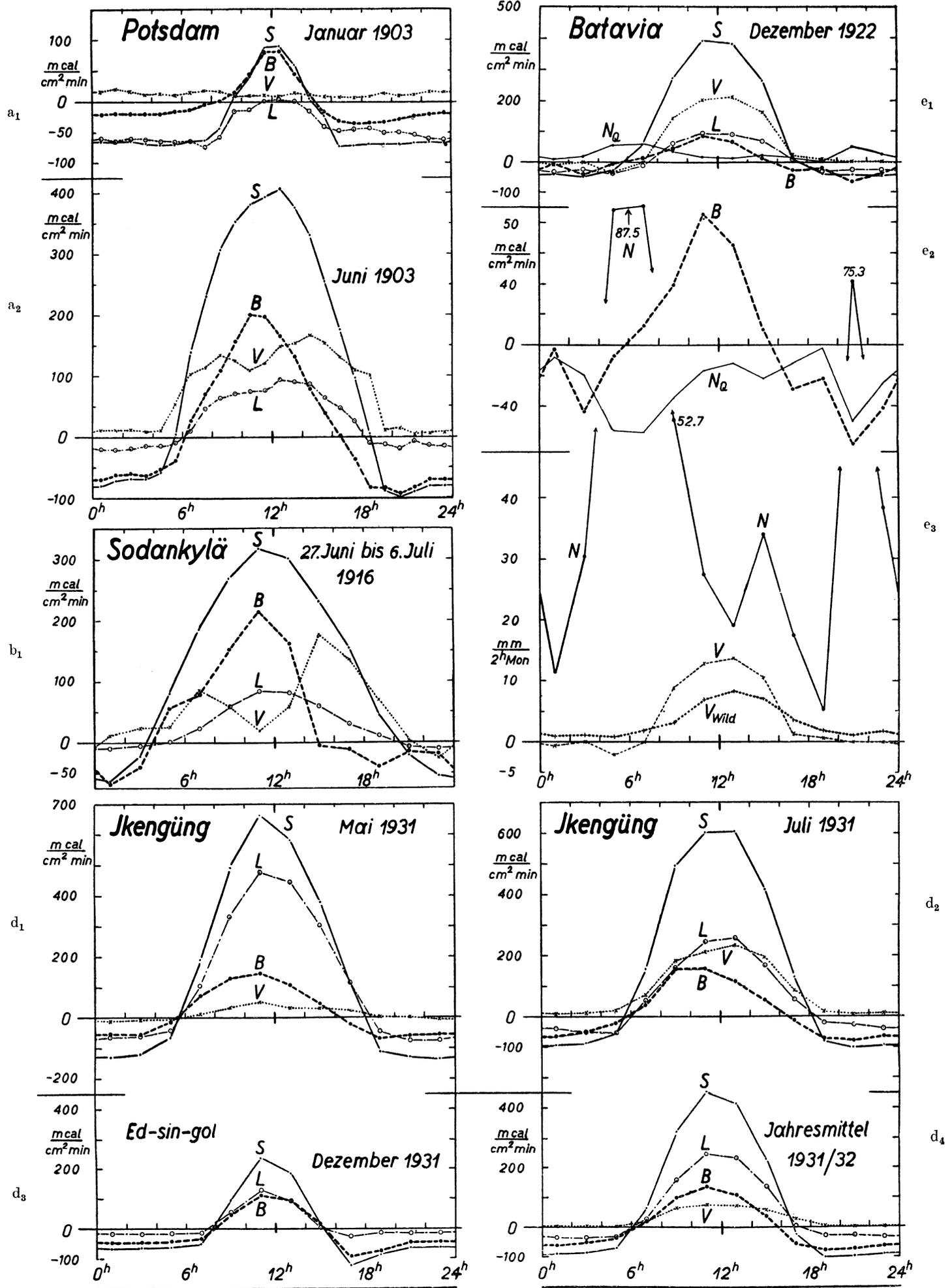
*) Werte nach der Mosby'schen Formel berechnet.

Tabelle 13b.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
27. VI. bis 6. VII. 1916	w	θ _B	θ _L	s/g + w	w'	(I + D) ₀	(I + D) _α	G	σ θ _B ⁴	S	B	L	V	θ _B - θ _L
	%	° C	° C	%	%	mcal/cm ² min				mcal/cm ² min				° C
0-2	58	11,2	12,4	1,00	58	6	3	469	537	- 62	-66	- 8	12	-1,2
2-4	57	11,1	12,0	1,00	57	93	46	466	537	- 22	-40	- 5	23	-0,9
4-6	57	13,7	13,5	1,00	57	332	166	478	556	81	55	1	25	0,2
6-8	59	20,8	16,8	1,00	59	606	297	501	617	187	79	24	84	4,0
8-10	54	28,7	19,3	1,00	54	824	438**)	511	689	270	152	59	59	9,4
10-12	59	33,9	20,5	1,02	58	990	516 *)	525	734	318	214	84	20	13,4
12-14	74	34,1	20,9	1,13	65	990	479 *)	548	735	302	160	82	60	13,2
14-16	83	30,1	20,6	1,17	71	824	366**)	553	697	231	- 5	59	177	9,5
16-18	84	24,8	19,5	1,10	76	606	244	549	643	155	-12	30	137	5,3
18-20	76	21,0	19,0	1,00	76	332	133	537	620	44	-38	12	70	2,0
20-22	72	17,0	18,0	1,00	72	93	39	524	586	- 20	-17	- 7	4	-1,0
22-24	68	13,4	15,2	1,00	68	6	2	497	556	- 54	-19	-11	-24	-1,8
										+190,4	+79,3	+42,0	75,9	
										- 19,0	-23,6	(0,55)	1,8	
										+171,6	+55,6	(-2,01)		
										cal/cm ² Tag				4,35 Mittel

*) Werte wegen Boden­neigung um 6% erhöht.

***) „ „ „ „ 4% „ .



Tafel IV. Tägliche Gänge des Wärmehaushaltes an verschiedenen Festlandsstationen.

- a₁ Der Wärmehaushalt von Potsdam im Januar 1903.*)
- a₂ Der Wärmehaushalt von Potsdam im Juni 1903.
- b₁ Der Wärmehaushalt von Sodankylä vom 27. Juni bis 6. Juli 1916.*)
- d₁ Der Wärmehaushalt von Ikengüng im Mai 1931.
- d₂ Der Wärmehaushalt von Ikengüng im Juli 1931.
- d₃ Der Wärmehaushalt von Edsengol im Dezember 1931.

- d₄ Der Wärmehaushalt von Ikengüng im Jahresmittel.
- e₁ Der Wärmehaushalt von Batavia in der Regenzeit Dezember 1921.
- e₂ Täglicher Gang der Abkühlung durch den Niederschlag und der im Boden umgesetzten Wärme im Dezember 1921.
- e₃ Täglicher Gang von Niederschlag und Verdunstung in Batavia im Dezember 1921.

*) Der Ordinatenmaßstab ist bei a₁ und b₁ doppelt so groß wie bei den übrigen Darstellungen.

Die Verschiedenheit der Tautochronen am Anfang der Dekade von der am Ende der Dekade reicht, wie aus der Abbildung zu ersehen ist, bis in die Tiefe von mehreren Metern hinab. Es muß hierbei berücksichtigt werden, daß Keränen nur in den Tiefen von 0, 10, 25, 40, 80, 120 und 160 cm beobachtet. Die größeren Tiefen mußten durch die Berechnung nach der harmonischen Analyse erschlossen werden, über die bei der Besprechung des jährlichen Ganges noch Näheres zu sagen ist. Die Differenz der Tautochronen am Anfang und am Ende der Dekade ergab, daß in derselben nicht weniger als 502 cal/cm^2 vom Boden aufgenommen worden waren. Dies entspricht einer dauernden Wärmeabgabe von $34,8 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$ aus der oberen Schicht nach unten. Gegenüber dieser großen Wärmeaufnahme der unteren Bodenschichten ist die Wärmeaufnahme der oberen Schichten nur sehr gering.

Dies folgt unmittelbar daraus, daß die Tautochronen von 0—24 Uhr, also während eines ganzen Tages im obersten Meter nur um etwa $0,2^\circ \text{ C}$ verschoben wurden. Der genaue Wert der während eines Tages von diesen obersten Bodenschichten aufgenommenen Wärme beträgt nur $2,1 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag} = 1,5 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min}$. Dauernd werden also während der behandelten Dekade $34,8 - 1,5 = 33,3 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min}$ nach unten abgegeben. Diese Wärmemenge muß zu der aus den Tautochronen berechneten hinzugezählt werden, um die tatsächlich vom Boden aufgenommene Wärmemenge der Spalte 12 zu erhalten.

Aus diesen Beobachtungen erhält man S und B. Man kann nun zwar die Summe der an die Luft abgegebenen Wärmemenge $L + V = S - B$ ermitteln, da aber Beobachtungen in der Höhe nicht durchgeführt wurden und vor allem überhaupt keine exakten Angaben

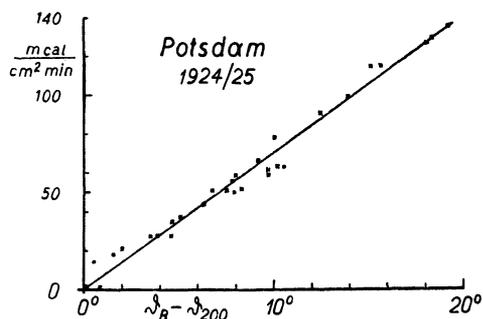


Abb. 21. Zusammenhang zwischen der Temperaturdifferenz zwischen Bodenoberfläche und Luft und der an die Luft abgeführten Wärmemenge für das Potsdamer Thermometerfeld 1924/25 nach Albrecht.

über den Feuchtigkeitsverlauf mitgeteilt sind, kann eine Trennung von L und V nicht nach der in Potsdam benutzten Methode erfolgen. Hier bleibt nur übrig, zu versuchen, die Größe der an die Luft abgegebenen Wärme aus der Differenz zwischen Oberflächentemperatur und Lufttemperatur zu ermitteln. Die Betrachtung des täglichen Ganges von $L + V$ zeigt mittags ein Minimum von $(L + V)_{\min} = 104 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min}$. Gleichzeitig wurde eine Differenz zwischen der Erdoberflächentemperatur und der Lufttemperatur von $(\theta_B - \theta_L) = 13,4^\circ \text{ C}$ gemessen. In Potsdam wurden, ebenfalls für ein Sandfeld, an schönen Tagen für das Verhältnis zwischen abgegebener Wärmemenge zur Temperaturdifferenz zwischen Erdoberfläche und Luft in 2 m Höhe von Albrecht (54) der Wert $A = 7,2 \text{ cal/cm}^2 \text{ min grad}$ gemessen (Abb. 21). Dieser Wert dürfte hier etwas zu hoch sein, da die Verdunstung am Mittag bei

seiner Verwendung nur etwa $10 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min}$ geworden wäre. Wenn auch angenommen werden kann, daß durch eine starke vormittägliche Sonnenbestrahlung eine erhebliche Austrocknung der Bodenoberfläche stattgefunden haben kann, so wäre nach allen anderen Erfahrungen der eben genannte Wert doch zu klein. Aus diesem Grunde wurde ein um 10% geringerer Wert für die Größe A angenommen und mit $A = 6,3 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min grad}$ die Daten der Wärmeabgabe an die Luft, die in Spalte 13 der Tabelle 13b angegeben sind, berechnet. Die Werte für die Verdunstung folgen dann als Restglied der Wärmehaushaltsgleichung $S - B - L = V$.

Der starke tägliche Gang der Verdunstung entspricht hierbei dem starken Gang der Bewölkung, die von Mittag an nach den Nachmittagsstunden erheblich zunimmt. Es ist anzunehmen, daß in den frühen Nachmittagsstunden auch die Mehrzahl der Niederschläge ausfällt, die in den 10 Tagen insgesamt 25,7 mm erreichten. Für die Erklärung der Nachmittagsverdunstung durch Einsetzen eines erheblichen Nachmittagsniederschlags, der an einigen Tagen wohl gewitterartig war, spricht im täglichen Temperaturgang nur eine kleine Einsenkung bei 16 Uhr um etwa 1° C , mit der für die Zeit von 14—16 Uhr das Negativwerden des Wärmeumsatzes im Boden und das Maximum der Verdunstung parallel geht. Für die Nacht ist in der Zeit von 22—24 Uhr zur Deckung der starken Wärmeverluste durch Ausstrahlung Tauniederschlag angenommen worden. Der Dampfdruck in Erdbodennähe müßte dann allerdings etwa bei 10 mm gelegen haben und nicht nur 8,3 mm betragen haben. Durch die starke vorangegangene Verdunstung und den großen Niederschlag in der betrachteten Dekade wird dieser höhere Wert in Bodennähe auch wahrscheinlich gemacht. Da die Wasserdampfanreicherung sich bestimmt nur auf die alleruntersten Schichten erstreckt, ist gleichwohl für die Ausstrahlungsberechnung an dem Dampfdruck von 8,3 mm festgehalten worden.

b) Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes im Jahre 1916/17.

Zur Berechnung des jährlichen Ganges des Wärmehaushaltes liegen die gleichen Daten wie zur Berechnung des täglichen Ganges vor. Nämlich die Bewölkung w (Tabelle 13, Spalte 2), die Ober-

flächentemperatur ϑ_B (Tabelle 13, Spalte 6), die Lufttemperatur ϑ_L (Spalte 7), die Boden- und Schneetemperaturen, die die einzelnen Elemente des Wärmeumsatzes im Boden zustande kommen lassen, die in Spalte 8 bis 10 und in Spalte 12 gegeben sind, die Niederschlagshöhe (Tabelle 3a, Spalte 9), die Höhe der Schneedecke (Tabelle 13a, Spalte 10) und die Schneedichte (Tabelle 13a, Spalte 11). Eine wesentliche Ergänzung dieser Beobachtungen, die weitere für Sodankylä charakteristische Daten liefert, bildet die bereits mehrfach benutzte Veröffentlichung von Keränen und Lunelund (54) über die Strahlungsmessungen von Sonne + Himmel während des Polarjahres 1932/33. Aus ihnen ließ sich zunächst der Zusammenhang zwischen den Monatsmitteln der Bewölkung w und der relativen Sonnenscheindauer s/S ermitteln, von dem die Werte $s/S + w$, wie bereits besprochen, in Abb. 18 dargestellt wurden. Die für die Berechnung des Strahlungsumsatzes von 1916/17 in Betracht kommenden Werte dieser Größe und die nach der Gleichung $w' = \frac{w}{s/S + w}$ daraus berechneten reduzierten Bewölkungswerte sind in den Spalten 4 und 5 der Tabelle 13 wiedergegeben. In der Spalte 3 der Tabelle sind die Werte $1 - \eta$ angegeben, die nach den Untersuchungen von Keränen und Lunelund für die Ermittlung der Monats- und Tagesmittel der Strahlung von Sonne + Himmel aus der Strahlung von Sonne + Himmel bei klarem Wetter in der Formel (3) gelten. Die Werte der Monatssummen der Strahlung von Sonne + Himmel bei klarem Wetter $(I + D)_0$ sind in Tabelle 13a in Spalte 2 wiedergegeben. Die mit Hilfe der Formel (3) und den eben genannten Werten von $1 - \eta$ berechneten Größen der tatsächlichen kurzwelligen Strahlung in Bodennähe gibt die Spalte 3. Diese Werte wurden nach den von Keränen und Lunelund für das Polarjahr mitgeteilten Werten der Strahlungssummen überprüft und für die Zeiten der Winternacht im November, Dezember und Januar ergänzt. Denn die Formel 3 liefert für Sonnenhöhen unter dem Horizont den Strahlungswert Null, während tatsächlich noch eine geringe Menge von kurzwelliger Strahlung den Boden erreicht. In Spalte 4 der Tabelle wurden die Werte des Absorptionskoeffizienten $(1 - a)$, wo a die Albedo ist, wiedergegeben. Es wurde für die Sommerzeit die mittlere Albedo von 20% für den Sand- und Heideboden angenommen. Für die Zeiten mit ständig sich erneuernder Oberfläche der Schneedecke vom November bis März wurde eine Albedo von 80%, für die Zeit mit meist alter Schneedecke im April und unterbrochener Schneedecke im Oktober eine solche von 70% und für den Monat Mai, in den die Schneeschmelze fällt und der zur Hälfte schon schneefrei ist, eine solche von 40% eingesetzt. Die mit diesen Werten aus $I + D$ in Spalte 3 berechneten Werte der am Boden wirksam werdenden kurzwelligen Strahlung sind in Spalte 5 der Tabelle 13a wiedergegeben.

Für die Berechnung der Ausstrahlung wurde im Sommer das gleiche $1 - \eta = 0,765$ benutzt, wie auch bei den früheren Untersuchungen. Die Ausstrahlung in ungestörtem Zustand, also bei klarem Himmel, wurde im Sommer nach der Ångströmschen Formel berechnet. Hierbei wurde der Dampfdruck e_L nach der Formel $e_L = E_L \cdot R_M$ ermittelt, wo E_L der Maximaldampfdruck des Wasserdampfes in der Luft bei der Lufttemperatur, R_M die mittlere relative Feuchtigkeit bedeutet, die von Keränen und Lunelund als Mittel aus mehreren Jahren angegeben wurde. Übrigens ist der Einfluß kleiner Änderungen des Wasserdampfdruckes auf den Faktor der Ångströmschen Formel nur verhältnismäßig gering, so daß ohne weiteres das Mittel R_M für die tatsächlichen Werte der relativen Feuchtigkeit, die für das Jahr 1915/16 nicht mitgeteilt wurde, eingesetzt werden konnte. Zu allem Überfluß ist auch die Abweichung der relativen Feuchtigkeit vom Jahresmittel während sämtlicher Monate des Polarjahres höchstens 5%, also recht gering. Die Werte von R_M sind in Spalte 7, die von e_L in Spalte 8 gegeben. Die mit diesen Werten, der Bodentemperatur ϑ_B (Tabelle 13 Spalte 6) und der Lufttemperatur ϑ_L (Tabelle 13, Spalte 7) berechneten Ausstrahlungen sind in Spalte 6 der Tabelle 13a gegeben.

Während der Wintermonate mußte mit gänzlich anderen Ausstrahlungsverhältnissen gerechnet werden. Die Schneedecke und auch die allgemeinen winterlichen Witterungsbedingungen lassen es als durchaus wahrscheinlich erscheinen, daß die atmosphärische Schichtung der Arktis auch bis in die Breite von Sodankylä herabreicht. Insbesondere ist anzunehmen, daß über einem verhältnismäßig flachen Kaltluftkissen mit einer starken Bodeninversion in der Höhe erheblich wärmere Luft liegt. Es wären dann die gleichen Verhältnisse wirksam, die aus den Beobachtungen auf der Maud (vgl. S. 27) zu der Ausstrahlungsformel von Mosby führten. Diese Formel 5c Seite 8 ergibt gegenüber der Ångströmschen wesentlich geringere Ausstrahlungen. Die Wärmehaushaltsuntersuchungen bestätigen diese Erwartung. Denn es treten bei der Berechnung der Ausstrahlung nach der Ångströmschen Formel ganz unwahrscheinlich große Zahlen für die ausgestrahlten Wärmemengen auf, die allein durch Wärmezufuhr aus der Luft gedeckt werden müßten. Aus diesem Grunde wurde für die Zeit von November bis März, also für die Zeit der Vorherrschaft des kontinental arktischen Wetters, die Mosbysche Formel zur Berechnung der Ausstrahlung benutzt. Diese Werte sind in der Spalte 6, Tabelle 13a, in der die Ausstrahlung gegeben ist, mit einem Stern bezeichnet worden.

Die Berechnung des Wärmeumsatzes im Boden wurde mit Hilfe der von Keränen beobachteten Bodentemperaturen durchgeführt. In Abb. 23 sind die Tautochronen zu Anfang eines jeden zweiten Monats gezeichnet. Die Wärmekapazität des ungefrorenen Bodens bei mittlerem Wassergehalt hatte Keränen

(S. 139) zu 0,53 für die Schichten unter 1 m bestimmt. Dieser Wert wurde als Mittelwert für alle Schichten angenommen. Die Messungen von Keränen reichten nur bis 1,60 m in den Boden hinab. Um das Integral des Wärmeumsatzes im Boden zu bilden, mußte die harmonische Analyse des jährlichen Temperaturganges durchgeführt werden. Es ergab sich für die Tiefe von:

$$120 \text{ cm Tiefe: } \vartheta_{120} = 3,2 + 4,51 \cos (z - 219,8^\circ) + 2,14 \cos (2z - 24,0^\circ) \dots$$

$$160 \text{ cm Tiefe: } \vartheta_{160} = 3,2 + 4,16 \cos (z - 226,0^\circ) + 1,96 \cos (2z - 34,4^\circ) \dots$$

Aus diesen Reihen ergibt sich für das erste Glied in ausreichender gegenseitiger Übereinstimmung:

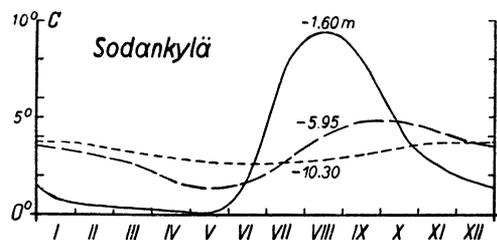


Abb. 22. Der jährliche Gang der Bodentemperaturen in Sodankylä in größerer Tiefe.

$$q' = 2,3026 \cdot \frac{\log^{10} 4,51 - \log^{10} 4,16}{160 - 120} = 0,00202$$

$$p' = \frac{226,0 - 219,8}{160 - 120} \cdot \frac{2\pi}{360} = 0,00270$$

Hieraus erhält man als Mittel für die Bodenkonstante: $r = 0,00230$. Dieser außerordentlich kleine Wert dürfte mit den Bodenverhältnissen, insbesondere mit der dichten Lagerung bei den hohen Wassergehalten zusammenhängen. In der Kühlschen Tabelle

wurden ähnliche niedrige Werte für Sandstein in Edinburg und Sand mit Flintsteindurchmischung in der Tiefe in Greenwich berechnet. Mit Hilfe dieser Bodenkonstanten läßt sich der jährliche Gang der Bodentemperatur in der Tiefe nach der Formel angeben:

$$\text{in } 595 \text{ cm Tiefe: } \vartheta_{595} = 3,2 + 1,531 \cos (z - 226,0^\circ) + 0,477 \cos (2z - 105^\circ)$$

$$\text{in } 1030 \text{ cm Tiefe: } \vartheta_{1030} = 3,2 + 0,564 \cos (z - 340,0^\circ).$$

In Abb. 22 sind die so berechneten Temperaturgänge in diesen Tiefen und der Gang in 1,60 m Tiefe graphisch dargestellt.

Die aus den Differenzen zwischen den Tautochronen berechneten Wärmeumsätze im Boden sind mit \bar{B} bezeichnet. Sie sind in Tabelle 13, Spalte 8, wiedergegeben. Im Winter tritt zu den Werten des Wärmeumsatzes im Boden noch der Wärmeumsatz in der Schneedecke und die beim Gefrieren des Bodens freiwerdende Wärme hinzu.

Die Tautochronen in der Schneedecke sind in der Abbildung 2 in zweimonatigen Abständen als ein schraffierter über der Erdoberfläche liegender Teil der Darstellung wiedergegeben. Wegen ihrer Wichtigkeit ist die Darstellung der Wintermonate in den beobachteten Tiefen in Abb. 24 noch einmal in größerem Maßstabe und mit monatsweiser Wiedergabe wiederholt. Hierbei stellt sich heraus, daß die Temperatur der

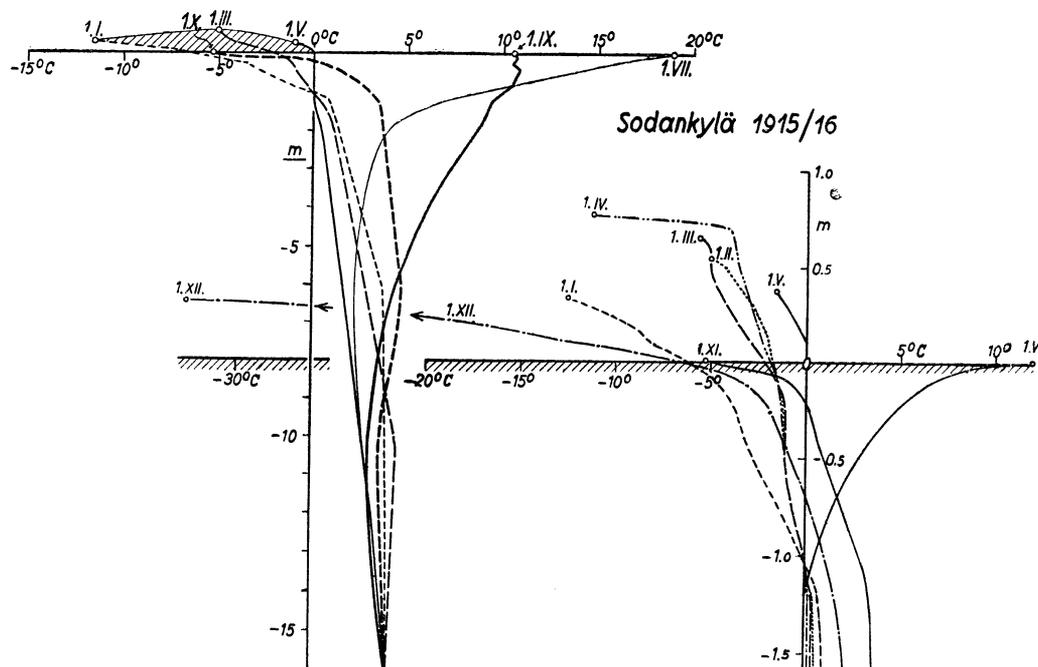


Abb. 23. Tautochronen der Bodentemperaturen in Sodankylä für den Monatsersten eines jeden zweiten Monats 1915/16 nach Keränen.

Abb. 24. Tautochronen der Bodentemperaturen und der Temperaturen in der Schneedecke am Monatsersten eines jeden Wintermonats.

Schneedecke von einem Tiefstwert am Anfang Dezember im Laufe des Winters fast dauernd zunimmt, bis im Mai schließlich das völlige Abtauen des Schnees erfolgt. Der Grund für die Zunahme der Schneetemperatur dürfte der Wärmestrom aus der Erde sein, der auch die Schneedecke nach oben durchdringt und besonders durch Gefrieren immer tieferer Bodenschichten eine erhebliche Wärmemenge freimacht. Hierbei wird selbstverständlich keine Wärme gegen das Temperaturgefälle transportiert, es handelt sich bei dem allmählichen Tiefschreiten des Frostes im Boden vielmehr um einen Ausgleichsvorgang der Temperaturen der oberen Bodenschichten, die vor der Bedeckung mit Schnee bereits recht tiefe Temperaturen unter dem Gefrierpunkt erreicht hatten. Die bei dem letzteren Vorgang freiwerdenden Wärmemengen sind unter B_s („s“ abgeleitet von der Schmelzwärme) in Spalte 10 wiedergegeben, während der Wärmeumsatz in der Schneedecke in Spalte 9 angeführt ist. Die bei Auftauen des Schnees im April und Mai verbrauchte Wärmemenge ist ebenfalls in Spalte 9 der Tabelle 13 mit dem entsprechenden Vorzeichen angeführt. Die Schmelzwärme, die zum Schmelzen der im April geschmolzenen Schneemenge dient, läßt sich ohne weiteres aus Schneedichte und Änderung der Schneehöhe berechnen. Diese betrug am 1. April 82 cm bei einer Dichte von 0,226 und am 1. Mai 32 cm bei einer Dichte von 0,252. Es wurden im ganzen also im April 104 mm = 10,4 cm und im Mai 8,1 cm Schneewasser geschmolzen. Die entsprechenden Schmelzwärmen sind 833 cal/cm² im April und 648 cal/cm² im Mai.

Dem Vorgang der Eisschmelze über dem Boden entspricht das Auftauen des Bodens in seinen oberen gefrorenen Schichten. Bei ihm wird die während des Winters durch Gefrieren freigewordene Wärme wieder gebunden. Das Auftauen des Bodens findet im Mai statt. Aus der Zusammenstellung der Zahlen für B_{\square} , B_s und \bar{B} in Tabelle 13 erkennt man, daß B_s und \bar{B} völlig oder doch wenigstens nahezu völlig im Jahreslaufe ausgeglichen werden, d. h. die Temperaturen im Boden kommen nach Ablauf eines Jahres stets wieder auf etwa den gleichen Wert zurück. Eine wesentliche Wärmeaufnahme, die nicht durch eine entsprechende Wärmeabgabe ausgeglichen wird, findet dagegen im Schnee statt B_{\square} . Diese Wärmeaufnahme ist getrennt nach ihren beiden Komponenten, der Wärmeaufnahme durch Erwärmung des Schnees und für die Schmelzung des Schnees in der Tabelle in Spalte 9 angeführt. Die letztere Zahl bildet den unteren Wert der Summe. Dieser ist naturgemäß viel größer als der erstere. Zum Schmelzen des Schnees wird die Wärme von 1481 cal/cm² verbraucht, zu seiner Erwärmung nur 188. Um die Summe beider Werte übersteigt die durch die Unterlage verbrauchte Wärmemenge die vom Boden abgegebene. Vgl. auch die Spalte 12 unter der gesamten im Boden umgesetzten Wärmemenge B.

Was die Ermittlung der Werte von L und V betrifft, so läßt sich in den Wintermonaten sogar das Verhältnis L/V berechnen, da man es in der Schneeoberfläche mit einer gleichmäßigen und berechenbar verdunstenden Oberfläche zu tun hat, deren Dampfdruck an der Oberfläche bestimmt werden kann. Als Dampfdruck der Schneeoberfläche E_B muß natürlich der Dampfdruck über Eis genommen werden. Die Werte von $E_B - e_L$ und L/V sind in den Spalten 13 und 14 der Tabelle 8a wiedergegeben und zwar für die Zeit vom Oktober bis Mai. Die mit diesen Werten zu berechnenden Daten von L zeigen eine klar zu erkennende Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz zwischen Schneeoberfläche und Luft, die in Abb. 25 dargestellt ist. Diese Kurve entspricht in ihrer Neigung ganz der, die man aus den Tagesmittelwerten von Potsdam erhält, wenn man sie mit $30,4 \cdot 60$ multipliziert und dadurch in cal/cm² Monat ausdrückt. Aus den dortigen Zahlen erhält man nämlich die folgende Zusammenstellung:

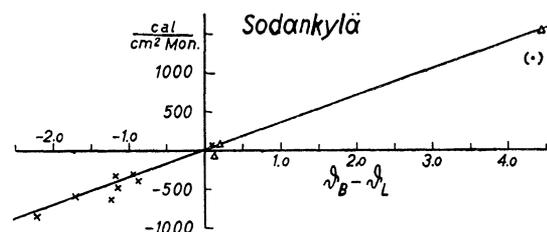


Abb. 25. Zusammenhang zwischen der Temperaturdifferenz zwischen Bodenoberfläche und Luft und an die Luft abgegebener Wärmemenge in Sodankylä.

Zusammenstellung.

Tag	$\vartheta_B - \vartheta_L$	L
19. 7. 25	+4,42 C	1526 cal/cm ² Mon.
30. 9. 24	+0,27 C	—100 „
5. 4. 25	+0,76 C	— 53 „

Man kann also annehmen, daß die Kurve der Abb. 25 für einen nackten Boden, dessen Oberflächentemperatur mit elektrischen Feinthermometern gemessen wird, die Abhängigkeit des Wärmeumsatzes zwischen Erdoberfläche und Luft und der Temperaturdifferenz zwischen Boden und Luft in 2 m Höhe hinreichend genau wiedergibt.

Mißt man dagegen die Bodenoberflächentemperatur nach dem Sprungchen Verfahren mit Quecksilberthermometern, wodurch an sich geringere Temperaturwerte gemessen werden, so ist auch eine stärkere

Neigung der Bezugsgeraden zu erwarten, die auch die Abb. 17 zeigt. In diese letztere Abbildung ist auch die Kurve von Sodankylä zum Vergleich dünn eingezeichnet.

In Abb. 25 ist noch ein Punkt bei $\vartheta_B - \vartheta_L = +4,35^\circ \text{ C}$ eingetragen, der die Verhältnisse für den Juni 1916 wiedergibt, wenn man aus der in Tabelle 8 b berechneten Junidekade auf die zwischen Boden und Luft ausgetauschten Wärmemengen schließt. Die Tatsache, daß dieser Wert zu niedrig liegt, erklärt sich formal ohne weiteres aus dem gegenüber dem Junimittel in Tabelle 13 wesentlich geringeren Strahlungsumsatz S und der wesentlich größeren Wärmehaushalt im Boden B , die für diese Dekade gemessen wurde. Diese Umstände führten schon bei der Behandlung der Junidekade zu einer Verminderung des Verhältnisses zwischen Temperatursprung an der Erdoberfläche $\vartheta_B - \vartheta_L$ und Wärmeumsatz L zwischen Luft und Boden gegenüber den für Potsdam gemäß Abb. 21 gefundenen Zahlen. Für die vorliegenden Berechnungen der Größe L wird die Gerade in Abb. 25 benutzt. Auf eine weitere Diskussion dieser Abweichung, insbesondere auf die Erörterung der Frage, ob etwa die verschiedenen Oberflächenbeschaffenheiten zwischen dem eigentlichen die Lufttemperatur bestimmenden größeren Beobachtungsgebiet und der nur kleinen Sandfläche des Thermometerfeldes in Sodankylä diese Unterschiede hervorbringen könnten, sei hier verzichtet.

Die sommerliche Verdunstung ergab sich schließlich als Restglied der Wärmehaushaltsgleichung $S - B - L = V$.

In Tafel III b₁ ist der Wärmehaushalt von Sodankylä im jährlichen Gang gemäß der Darstellung in den Spalten 11—14 der Tabelle 13 wiedergegeben. Den Zusammenhang zwischen den einzelnen Elementen des Wärmeumsatzes im Boden erläutert die unter b₂ in Tafel III gezeichnete Kurvenschar. Deutlich erkennt man, daß der jährliche Gang der Verdunstung der Kurve des Strahlungsumsatzes folgt. Im Winter zur Zeit der Schneebedeckung ist überhaupt keine nennenswerte Verdunstung vorhanden. Die im Boden verbrauchte Wärmemenge ist zur Zeit der Schneeschmelze und der ersten Bodenerwärmung, also im Frühjahr, bedeutend. Die an die Luft abgegebene Wärme wird erst im meteorologischen Sommer erheblich. Die Gesamtwärmehaushalt aus dem Strahlungsumsatz ist mit $11\,600 \text{ cal/cm}^2 \text{ Jahr}$ nur 56% der von Potsdam.

In Tafel III b₃ ist der Gang des Niederschlages und der Verdunstung in Millimetern, sowie die Höhe der Schneedecke in Zentimetern je Monat dargestellt. Die hier berechnete Verdunstung in Millimetern ist in Spalte 15 der Tabelle 13 wiedergegeben. Deutlich erkennt man, daß die Verdunstung nur im Sommer in der schneefreien Zeit in nennenswertem Maße stattfindet, und daß der Niederschlag, der auch im Winter noch in erheblichem Umfange besteht, wesentlich mehr, im Berichtsjahr dreimal mehr, Wasser dem Boden zuführt als dieser verdunsten kann. Dieses erhebliche Überwiegen der Wasseraufnahme gegenüber der Wasserabgabe durch Verdunstung muß auch, wenn auch in etwas geringerem Umfange in diesen Breiten an den Teilen der Erdoberfläche bestehen, die von Gewässern und von Wäldern bedeckt sind. Denn für beide Oberflächenformen trifft ebenfalls die Unmöglichkeit einer Winterverdunstung in gleicher Weise wie für Sodankylä selbst zu. Das Wasser, das nicht zur Verdunstung kommen kann, muß durch Abfließen entfernt werden. Ganz offenbar ist in diesem starken Zurückbleiben der Verdunstung gegenüber dem Niederschlag der Grund dafür gegeben, daß die subpolaren Gebiete an und nördlich der Baumgrenze einen außerordentlichen Wasserreichtum aufweisen.

3. Der Wärmehaushalt von Irkutsk im Jahre 1889.

Nachdem die Wirkungen einer Schneedecke im wesentlichen durch die Untersuchungen von Sodankylä erforscht sind, erscheint es von besonderer Wichtigkeit, eine ausgesprochen kontinentale Station in einer wesentlich geringeren Breite zu betrachten. Hierzu bietet die Veröffentlichung der Beobachtungen des Meteorologisch-Magnetischen Observatoriums Irkutsk Gelegenheit, von dem in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts neben den meteorologischen Daten auch Bodentemperaturuntersuchungen veröffentlicht wurden. Irkutsk liegt in 52° NB in einer Seehöhe von 490 m . Die Bodentemperaturbeobachtungen fanden mit Quecksilberthermometern an der Oberfläche, in 40 , 80 , 160 und 320 cm Tiefe statt. Durch diese Tiefenwahl wird leider praktisch die Untersuchung täglicher Gänge unmöglich gemacht. Aus diesem Grunde kann hier nur der jährliche Gang des Wärmehaushaltes behandelt werden, trotzdem von allen meteorologischen Daten die Monatsmittel des täglichen Ganges von Stunde zu Stunde veröffentlicht sind. Die Bodenoberfläche wurde bei den russischen Stationen nach Möglichkeit nicht gestört. Im Winter wurde sie durch Schnee, im Sommer durch kurz geschorenes Gras gebildet (vgl. auch a. a. O. S. XI für Pawlowksk).

Zur Bestimmung des Strahlungsumsatzes von Irkutsk stehen die Bewölkungsbeobachtungen zur Verfügung. Ein starker täglicher Gang der Bewölkung wurde nicht beobachtet, so daß wohl angenommen werden kann, daß sich Bewölkung und relative Sonnenscheindauer hier zu eins ergänzen. Mit der Ängströmschen Formel wurde daher unter Benutzung der Bewölkung w mit einer angenommenen Albedo von 20%

Tabelle 14. (Irkutsk 52° N).

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Monat	w	ϑ_L	e_L	N	V Wild	v	\bar{B}	$B_{\text{☉}}$	$B_{\text{☾}}$	S	B	L	V	V
	%	°C	mm	mm	mm	m. p. s.	cal/cm ² Monat			cal/cm ² Monat				mm
I	38	-26,33	0,53	5,8	1,6	1,5	-243	—	-67	-1220	-310	-750	-160	-2,6
II	32	-17,53	0,92	3,2	5,3	2,0	180	—	-84	-870	96	-823	-143	-2,3
III	48	-10,54	1,53	6,6	20,3	2,5	329	—	-20	1064	309	387	368	5,9
IV	49	-0,16	2,62	14,2	46,3	3,3	346	200	177	3160	723	1430	1007	17,5
V	53	8,17	4,28	21,6	88,4	3,7	356	360	236	4770	952	1750	2068	33,7
VI	51	12,26	7,97	28,8	106,1	3,4	396	—	230	5130	626	2130	2374	38,3
VII	54	18,53	10,27	30,9	94,5	2,9	288	—	—	4925	288	1720	2917	47,0
VIII	55	14,78	9,39	98,4	56,0	2,7	77	—	—	3760	77	1140	2543	41,0
IX	51	7,40	5,63	8,2	40,3	2,7	-171	—	—	954	-171	730	395	6,4
X	57	-4,76	2,53	23,2	19,8	2,9	-459	—	-167	418	-626	710	334	5,4
XI	60	-11,93	1,66	17,2	4,8	2,1	-540	—	-188	—	813	-728	85	0,0
XII	57	-18,13	1,01	15,4	2,1	2,2	-559	—	-117	-1350	-676	-532	-142	-2,3
				273,5	485,5		+1972	—	—	+24181	+3071	+9997	+12006	+195,2
							-1972	—	—	-4253	-2511	-2190	-445	-7,2
							0	560	—	+19928	+560	+7807	+11561	188,0

Tabelle 14a.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Monat	$(I + D)_\alpha$	A_L	A	A_M	$1 - \alpha$	$\vartheta_B - \vartheta_L$	$e_B - e_L$	$\frac{L}{V}$	ϑ_B
		cal/cm ² Monat				°C	mm		°C
I	473	3540	1693	1680	0,2	-1,71	-0,18	4,67	-28,04
II	1202	4195	2073	2050	0,25	-1,88	-0,16	5,78	-19,41
III	3565	5340	2501	2495	0,50	0,96	0,45	1,05	-9,58
IV	8540	5380	5380	—	0,8	3,39	—	—	3,23
V	10320	5550	5550	—	0,8	4,07	—	—	12,24
VI	10900	5770	5770	—	0,8	4,85	—	—	17,11
VII	10085	5160	5160	—	0,8	3,93	—	—	22,46
VIII	8220	4460	4460	—	0,8	2,63	—	—	17,41
IX	8500*)	7546*)	7546*)	—	0,8	1,68	—	—	9,08
X	3350	4150	2932	1660	0,7	1,64	(1,07)	(0,75)	-3,12
XI	950	3190	1763	1740	0,4	-0,17	0,00	—∞	-12,10
XII	325	3450	1675	1440	0,2	-1,21	-0,16	-3,72	-19,34
	66430								

*) Vgl. Text.

die aus Sonnen- und Himmelsstrahlung den Boden erreichende Strahlungsmenge $(I + D)_\alpha$ für die Frühjahrs- und Sommermonate April bis August berechnet. Als Konstante η wurde in der Ångströmschen Formel der Wert 0,235 benutzt. Diese Werte sind in Tabelle 14a Spalte 2 für die betreffenden Monate eingesetzt. Die Ausstrahlung wurde unter Benutzung der Oberflächentemperatur ϑ_B (Tabelle 14a, Spalte 10), der Werte der Lufttemperatur ϑ_L und des Dampfdrucks e_L (Spalte 3 und 4, Tabelle 14) nach der Ångströmschen Formel berechnet. Sie ist in Spalte 3 bzw. 4 Tabelle 14a für die Sommermonate wiedergegeben. Der damit berechnete Strahlungsumsatz enthält Spalte 11 in Tabelle 14. Im September ergab sich nach diesem Berechnungsverfahren ein, gemessen an den übrigen Wärmehaushaltskomponenten, offenbar zu kleiner Strahlungsumsatz. Der September hatte den extrem kleinen Niederschlag von 8,2 mm, trotzdem die Bewölkung mit 51% nur unwesentlich von dem Vormonat mit 55% und dem Nachmonat mit 57% abwich. Eine ähnliche starke Verminderung vom August zum September erscheint an allen Stationen des Bezirks Irkutsk. Es muß daher angenommen werden, daß die Bewölkung des Monats September vornehmlich aus hoher Bewölkung bestand. Für diesen Fall wäre nach den Erfahrungen der Bewölkungseinwirkung auf die Strahlung von Sonne + Himmel in der Gobi an der etwa 1000 km südlich von Irkutsk liegenden Station Ikengüng von Dr. Haude ein wesentlich größerer Wert für η einzusetzen. Entsprechend diesen Untersuchungen wurde daher der Faktor $[1 - (1 - \eta)w]$ für die Bewölkung 51% mit 0,85 angesetzt. Naturgemäß erfährt in diesem Falle auch die Ausstrahlung eine entsprechende Steigerung. Die mit diesen Werten für eine im September zu vermutende hochgelegenen Bewölkung berechneten Werte der Sonnen- + Himmelsstrahlung $(I + D)_\alpha$ und Ausstrahlung sind in die Spalten 2 und 3 und 4 der Tabelle eingefügt.

In den Wintermonaten liegen die Verhältnisse insofern anders, als im Gegensatz zu einer Station gleicher Breite in Europa in Irkutsk mit einer starken Bodeninversion über der Schneedecke zu rechnen ist.

Es werden also mindestens in beschränktem Umfange auch hier die Erscheinungen eintreten, die zu der wesentlich geringeren Einstrahlung führten, die Mosby im Polarmeer gefunden hat. Zumal auch in Irkutsk die Lufttemperaturen die gleichen niedrigen Werte annehmen.

Um diese Verhältnisse möglichst einwandfrei zu bekommen, wurde der Strahlungsumsatz in den Wintermonaten als Restglied der Wärmehaushaltsformel berechnet. Es konnte nach der schon angegebenen Praxis auf den russischen Stationen, das Oberflächenthermometer im Winter in die Schneeoberfläche zu legen, angenommen werden, daß man mit der Temperatur der Schneeoberfläche ihren vollen Sättigungsdampfdruck erhielt. So war sowohl das Temperaturgefälle zwischen Boden und Luft als auch das Dampfdruckgefälle bekannt. Es konnte also $L/V = 0,492 \cdot \frac{\vartheta_B - \vartheta_L}{E_B - e_L}$ berechnet werden. Diese Werte sind in den Spalten 7, 8 und 9 der Tabelle 14a gegeben. Durch die Untersuchungen in Sodankylä ist aber auch der Zusammenhang zwischen der Temperaturabweichung der Schneedeckenoberfläche von der Lufttemperatur und der aus der Luft an den Boden abgeführten Wärmemenge bekannt. Diese Formel ermöglicht mit einer Reduktion mit 1,15, wegen des auch in Irkutsk halb aus der Schneeoberfläche ragenden Quecksilberthermometers, die sich an die in Abb. 17 gegebene Potsdamer Kurve für den genannten Zusammenhang anschließt, die Berechnung der aus der Luft dem Schnee zugeführten Wärmemenge L. Da auch B bekannt ist, kann nun S nach der Gleichung:

$$S = B + L + V$$

berechnet werden.

Die auf diese Weise bestimmten Werte für den Strahlungsumsatz lassen eine Berechnung der tatsächlich stattgefundenen Ausstrahlung zu. Die für die Schneeoberfläche angenommene Differenz der Albedowerte gegen 1 sind in Spalte 6 der Tabelle 14a gegeben. Die mit ihnen berechneten Zahlen für die vom Boden aufgenommene Wärmemenge aus der kurzwelligen Strahlung in Spalte 2 dieser Tabelle. Die durch die Bildung der Differenz:

$$A = S - (I + D)_u$$

berechneten Werte für die effektive Bodenausstrahlung gibt die Spalte 4 der gleichen Tabelle. Sie liegen sehr nahe bei den nach der Mosbyschen Formel berechneten Ausstrahlungswerten, die in Spalte 5 eingetragen sind.

Von den Übergangsmonaten trägt der März noch ganz deutlich den Charakter des Winters. Bei ihm muß aber die Albedo wesentlich größer angenommen werden, weil hier die Oberflächentemperatur bereits zeitweise über Null Grad kam. Denn das mittlere Maximum der Bodentemperatur beträgt $0,42^\circ \text{C}$ bei einem Höchstwert des mittleren täglichen Ganges von $-1,54^\circ \text{C}$. Die Albedo dürfte über dem Schnee etwa den Wert von 0,5 erreicht haben, der auch in Spalten 6 eingesetzt wurde. In dem Herbstmonat Oktober liegt das mittlere Maximum bei $8,2^\circ \text{C}$ an der Oberfläche und der Höchstwert des mittleren täglichen Ganges bei $5,1^\circ \text{C}$. Der Niederschlag, der hier schon meist als Schnee fiel, blieb offenbar erst gegen Ende des Monats als Schneedecke erhalten.

So muß angenommen werden, daß die von dem vorhergehenden trockenem September ausgetrocknete Bodenoberfläche noch keineswegs völlig mit Wasser angereichert war. Der Wert von $E_B - e_L$, der in Spalte 8 der Tabelle 14a eingesetzt wurde, ist daher als wesentlich zu hoch zu betrachten. Damit wird auch das für Oktober berechnete L/V , das in Spalte 9 eingesetzt wurde, zu klein. Trotzdem ist nicht die volle Ausstrahlung nach der Ångströmschen Formel anzunehmen, da sich in den Nächten schon sehr stark die Bodeninversion ausgebildet haben muß. Es liegt nämlich das mittlere Maximum bei $-11,6^\circ$, der mittlere Niedrigstwert des mittleren täglichen Ganges bei $-7,6^\circ \text{C}$. Die wahrscheinlichsten Verhältnisse sind in die Tabelle eingesetzt. Bei ihnen wurde der Dampfdruckunterschied zwischen Oberfläche und Luft zu dem vierten Teil des nach der Bodentemperatur möglichen angenommen, was mit dem Wasserbedeckungsfaktor für einen trockenen Boden voll übereinstimmen dürfte. Es ergab sich dann der Wert von $L/V = 1,85$ und mit dem aus der Temperaturdifferenz zwischen Boden und Luft berechneten L und dem bekannten B ließ sich aus der Strahlungshaushaltsgleichung ein $S = 418 \text{ cal/cm}^2 \text{ Monat}$ ermitteln. Hieraus folgt unter Annahme einer Albedo von 0,3, die die wenigstens zeitweilig stattgefundenene Schneebedeckung berücksichtigte, eine Ausstrahlung von $2932 \text{ cal/cm}^2 \text{ Monat}$, die in Spalte 4 der Tabelle 14a eingesetzt wurde. Sie liegt zwischen der Ångströmschen Ausstrahlung von 4150 und der Mosbyschen Ausstrahlung von $1660 \text{ cal/cm}^2 \text{ Monat}$.

Die Berechnung des Wärmeumsatzes im Boden konnte unter Benutzung der Bodentemperaturen vor sich gehen. Die Tiefen der Thermometer 0,4; 0,8; 1,6; 3,2 m sind schon vorher genannt. Zur Berechnung der Temperaturverhältnisse in größeren Tiefen war der Temperaturgang in 1,6 m Tiefe nicht gut geeignet,

weil in dieser Tiefe noch Frost im Boden auftrat. Es wurde daher graphisch der Temperaturgang in 2,4 m Tiefe ermittelt und neben dem in 3,2 m Tiefe harmonisch analysiert. Es ergaben sich die Formeln:

$$\begin{aligned} \vartheta_{240} &= 1,92 + 2,48 \cos (z - 267,9^\circ) + 1,21 \cos (2z - 148,5^\circ) \dots \\ \vartheta_{320} &= 1,92 + 1,71 \cos (z - 297,5^\circ) + 0,61 \cos (2z - 165,5^\circ) \dots \end{aligned}$$

und hieraus:

$$\begin{aligned} q' &= 2,3026 \cdot \frac{\log^{10} 2,48 - \log^{10} 1,71}{320 - 240} = 0,00466; \quad p' = \frac{297,5 - 267,9}{320 - 240} \cdot \frac{2\pi}{360} = 0,00644 \\ q'' &= \frac{2,3026}{\sqrt{2}} \cdot \frac{\log^{10} 1,21 - \log^{10} 0,61}{320 - 240} = 0,00606; \quad p'' = \frac{165,5 - 148,5}{320 - 240} \cdot \frac{2\pi}{\sqrt{2} \cdot 360} = 0,00260 \end{aligned}$$

als Mittel erhält man: $r' = \sqrt{\frac{q'^2 + p'^2}{2}} = 0,00563$ und $r'' = \sqrt{\frac{q''^2 + p''^2}{2}} = 0,00466$, also $r = 0,00515$. (Vgl. Kühl, l. c. S. 522.)

Diese beträchtliche Bodenkonstante deutet auf eine wesentlich geringere Wärmeleitfähigkeit hin als sie beispielsweise in Sodankylä gefunden wurde. Die in Abb. 26 dargestellten Tautochronen zeigen dies deutlich gegenüber den Tautochronen von Sodankylä. Das Verhältnis c/λ ist beispielsweise in Sodankylä = 5, in Irkutsk = 25. Die geringere Wärmeleitfähigkeit läßt sich ohne weiteres durch einen viel geringeren

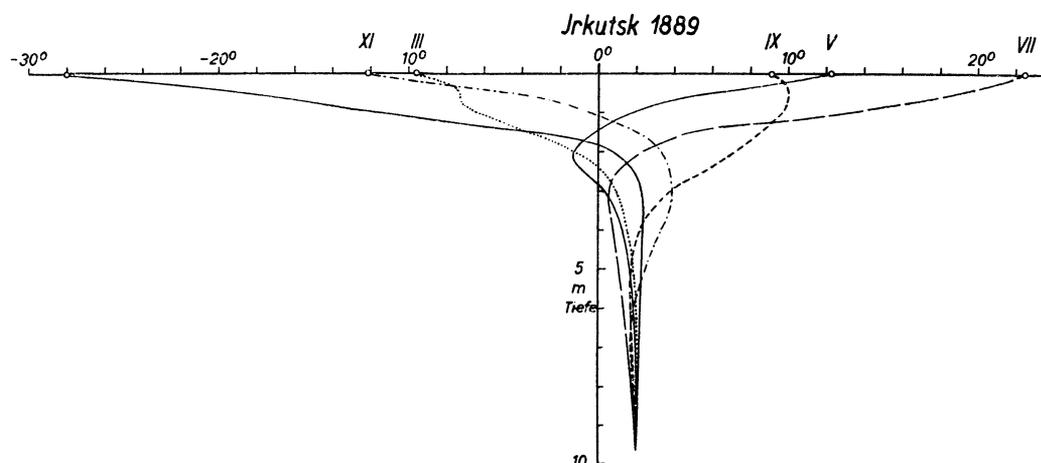


Abb. 26. Die Tautochronen der Bodentemperatur am Anfang eines jeden zweiten Monats für Irkutsk (1889).

Wassergehalt des Bodens erklären. Dementsprechend wurde hier auch die Wärmekapazität nur etwa mit $c = 0,45 \text{ cal/cm}^3 \text{ grad}$ angenommen gegenüber der in Sodankylä gemessenen 0,53. In Abb. 27 sind die so berechneten jährlichen Temperaturgänge dargestellt.

Die aus diesen Werten und aus den Verschiebungen der Tautochronen von Monatsmittel zu Monatsmittel berechneten, im Boden umgesetzten Wärmemengen wurden graphisch auf die Wärmeumsätze eines Monats von Monatsanfang zu Monatsanfang zurückgeführt. Diese Werte sind in Tabelle 14 Spalte 8 unter \bar{B} eingesetzt. Die in gleicher Weise zu ermittelnden Wärmemengen, die bei dem Gefrieren des Bodens frei wurden, bzw. bei Auftauen gebunden wurden, sind in Spalte 10 der gleichen Tabelle wiedergegeben. Die Summe der Spalten 8 bis 10 ist der Wärmeumsatz im Boden B, der in Spalte 12 gegeben wird. Bei ihm ist die Wärmeaufnahme um die in Spalte 9 der Tabelle 14 angegebene Wärmemenge zur Schmelzung der Schneedecke größer als die Wärmeabgabe. Diese Schneeschmelze in den Monaten März und April vermindert die Bodentemperatur, die Verdunstung und die an die Luft abgegebene Wärmemenge.

Für den Sommer fand die Trennung der an die Luft abgegebenen Wärme von der durch Verdunstung verbrauchten durch Berechnung der an die Luft abgegebenen Wärme nach der für Sodankylä ermittelten Geraden statt, die letzten Endes

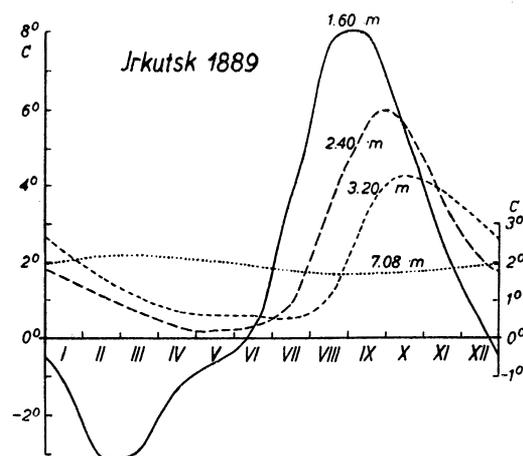


Abb. 27. Der berechnete jährliche Gang der Bodentemperaturen in größeren Tiefen in Irkutsk.

auf die in der Zusammenstellung auf S. 52 gegebenen Potsdamer Beobachtungen aus den Jahren 1924 und 1925 zurückgeht (vgl. auch Abb. 25).

Bei der Anwendung wurde darauf, daß die Oberflächentemperatur mit Quecksilberthermometern gemessen wurde, durch eine Erhöhung der Konstanten um 15% auf den schon bei der Berechnung der Wärmeaufnahme der Schneeoberfläche benutzte Wert von $L = 400 \text{ cal/cm}^2 \text{ Monat}$ für 1°C Temperaturdifferenz zwischen Boden und Luft Rücksicht genommen. Die Verdunstung V ergab sich dann für die Sommermonate als Restglied der Wärmehaushaltsgleichung.

In Spalte 15 ist die Verdunstung des Bodens in Irkutsk in Millimetern angegeben. Sie erreicht im Sommer den Betrag von 203 mm, den im Winter eine Wasseraufnahme durch Kondensation von 7 mm gegenübersteht. Durch den Wärmeverbrauch bei der Schmelzung des Schnees von im ganzen $560 \text{ cal/cm}^2 \text{ Jahr}$ wird die Verdunstung nur um 2 mm im März und 3 mm im April vermindert. In dem unteren Teile des Diagramms ist die Bodenverdunstung der durch die Wildsche Schale beobachteten und dem Niederschlag gegenübergestellt. Die Verdunstung der Wildschen Schale ist mehr als doppelt so groß als die tatsächliche Bodenverdunstung. Der Niederschlag beträgt 274 mm, ist also um 80 mm höher als die 190 mm betragende Verdunstung. Rechnet man mit einer Waldverdunstung von etwa 250 mm im Jahr, so bleibt ein allerdings nur mäßiger Überschuß von 30 mm im Jahre, der auch im Flachland dem Abfluß zugute kommt.

Die verhältnismäßig geringe Verdunstung dieses Kontinentalgebietes wird, wie der Vergleich mit Potsdam, das auf der gleichen Breite liegt, lehrt, einerseits durch die ziemlich geringe Durchfeuchtung der Oberfläche durch die meist ziemlich geringen sommerlichen Niederschläge andererseits aber vor allem durch das Fehlen jeder Winterverdunstung erreicht, wobei im Gegenteil im Winter noch eine, allerdings nicht erhebliche, Kondensation eintritt. Der Wärmehaushalt von Irkutsk ist in Tafel III c₁—c₃ graphisch dargestellt.

4. Der Wärmehaushalt der östlichen Gobi.

Durch die Messungen Dr. Haudes im Jahre 1931/32 wurde eine vollständige Bestimmung des Wärmehaushaltes an einer Station der östlichen Gobi (59) möglich. Die Beobachtungsstelle lag in Ikengüng in $41^\circ 54' \text{ NB}$ und $107^\circ 45' \text{ EL}$ in 1500 m Höhe auf nahezu ebenem Schottergelände. Gemessen und registriert wurde von den für den Wärmehaushalt in Betracht kommenden Komponenten sowohl die Sonnen- + Himmelsstrahlung mit einem Robitzschpyranometer und einem Solarimeter als auch die Gegenstrahlung der Atmosphäre mit einem Effektivpyranometer. Ferner wurden bestimmt die Oberflächentemperatur und die Bodentemperaturen mit sechsmal am Tage abgelesenen Quecksilberthermometern, die Lufttemperatur, die Luftfeuchtigkeit, der Wind und das Temperatur- und Feuchtigkeitsgefälle zwischen 2 und 200 cm über der Erdoberfläche.

Aus diesen Angaben war der Strahlungsumsatz an der Erdoberfläche nach der Formel (2) zu erschließen, da die Albedo α des Bodens mehrfach bestimmt war. Sie wurde im Sommer zu 29% und im Winter zu 24% gefunden. $S, (I + D)_\alpha$ und $A = G - \sigma\theta_B^4$ sind in den Spalten 11, 2 und 3 der Tabelle 15 gegeben.

Tabelle 15.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	$(J+D)_\alpha$	A	$\theta_B' - \theta_L$	c_L	N	Af	V	Vs	Wa	S	B	L	V	v in 6 m Höhe m. p. s.
	cal/cm ² Mon.		° C	mm/Hg	mm	mm	mm	mm	mm	cal/cm ² Mon.				
1932 I	5 690	5331	-0,18	1,07	—	—	1,0	—	-1,0	359	-244	543	60	2,90
II	7 640	5770	2,04	1,23	5,0	—	3,0	2,0	—	1 870	-199	1 889	180	2,90
III	10 110	7160	(3,16)	(1,58)	—	—	10,0	—	-10,0	2 950	-20	2 370	600	(4,00)
IV	—	—	(3,74)	(2,05)	—	—	1,5	—	-1,5	4 930	+310	4 530	90	(5,00)
1931 V	14 830	8521	4,11	3,03	10,5	—	7,0	5,0	-1,5	6 309	595	5 106	608	6,03
VI	14 300	8281	4,28	5,15	23,2	—	22,4	4,3	-3,5	6 019	606	4 035	1 378	5,02
VII	13 290	6436	3,16	9,33	91,4	—	60,7	46,8	-16,1	6 854	494	2 562	3 798	5,67
VIII	12 820	7276	3,34	9,79	107,2	19,0	59,1	39,4	-10,3	5 544	130	2 014	3 400	4,73
IX	11 200	5838	3,41	3,99	0,9	—	40,0	—	-39,1	5 362	-190	2 883	2 669	5,53
X	8 880	7176	2,31	1,97	—	—	10,0	—	-10,0	1 704	-464	1 568	600	4,39
XI	5 780	5137	-0,18	1,56	—	—	3,5	—	-3,5	643	-639	1 072	210	3,24
XII	5 050	5188	-1,87	1,08	—	—	1,0	—	-1,0	-138	-628	430	60	2,51
					238,2	19,0	219,2	97,5	-97,5	+42 544	+2135	—	—	—
										-138	-2384	—	—	—
										+42 406	-249	29 002	13 653	—

Tabelle 15a.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	ϑ_B	ϑ_L	S		Summe	B		Summe	L		Summe	V		Summe
	°C	°C	+	-		+	-		+	-		+	-	
1931 V	15,16	11,05	*)8741	2442	6309	1768	1173	595	6382	1276	5106	655	47	608
VI	23,54	19,26	7881	1862	6019	1807	1201	606	4920	885	4035	1400	22	1378
VII	21,10	17,94	8680	1826	6854	1822	1328	494	3371	809	2562	3798	—	3798
VIII	23,59	20,25	7572	2028	5544	1606	1476	130	2830	817	2014	3400	—	3400
IX	15,65	12,24	*)7769	2407	5362	1696	1886	-190	3682	799	2883	2669	—	2669
X	10,71	8,40	4266	2562	1704	1430	1894	-464	2830	662	2168	—	—	—
XI	-3,08	-2,90	2638	1995	643	993	1632	-639	1641	359	1282	—	—	—
XII	-13,00	-11,13	1919	2057	-138	925	1553	-628	994	504	490	—	—	—
1932 I	-9,84	-9,66	2381	2022	359	1087	1331	-244	1318	715	603	—	—	—
II	-6,92	-8,96	3992	2122	1870	1280	1479	-199	2384	641	1743	326	—	326

Tabelle 15b.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Mai	$(J+D)\alpha$	$0,95\sigma\vartheta_B^4$	ϑ_B	ϑ_L	$\vartheta_B - \vartheta_L$	$\vartheta_2 - \vartheta_{200}$	$e_2 - e_{200}$	e_L	v	S	B	L	V	
11—31	mcal/cm ² min		°C	°C	°C	°V	mm	mm	m. p. s.	mcal/cm ² Min.				
0—2	—	484	7,2	9,2	-2,0	-0,7	-0,05	3,0	4,7	-125	-55	-61	-9	
2—4	—	481	6,8	8,5	-1,7	-0,8	-0,04	3,1	4,8	-119	-55	-58	-6	
4—6	67	488	7,8	8,2	-0,4	-0,4	-0,04	3,2	4,2	-63	-12	-42	-9	
6—8	360	544	15,6	12,1	3,5	1,4	0,12	3,1	6,0	192	71	105	16	
8—10	720	618	24,8	14,7	10,1	2,8	0,20	3,0	6,8	491	126	330	35	
10—12	960	684	32,6	16,8	15,8	3,8	0,18	2,7	7,2	672	143	478	51	
12—14	920	699	34,2	18,3	15,9	3,5	0,13	2,6	7,2	584	106	447	31	
14—16	655	665	30,4	17,9	12,5	2,7	0,13	2,6	7,0	379	45	301	33	
16—18	310	598	22,4	17,7	4,7	1,2	0,10	2,5	6,6	114	-20	111	23	
18—20	50	531	14,0	15,1	-1,1	-0,4	0,04	2,5	4,9	-110	-69	-46	5	
20—22	—	501	9,7	11,6	-1,9	-0,8	0,01	2,9	4,0	-128	-60	-74	2	
22—24	—	490	8,2	10,3	-2,1	-1,1	-0,02	2,9	4,4	-131	-55	-73	-3	
										+292	+59	+213	+23	cal/cm ² Tag
										-81	-39	-42	-3	
										+211	+20	+171	+20	

Tabelle 15c.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Juli 1931	$(J+D)\alpha$	$0,95\sigma\vartheta_B^4$	ϑ_B	ϑ_L	$\vartheta_B - \vartheta_L$	$\vartheta_2 - \vartheta_{200}$	$e_2 - e_{200}$	e_2	v	S	B	L	V	
	mcal/cm ² min		°C	°C	°C	°C	mm	Hg	m. p. s.	mcal/cm ² min				
0—2	—	536	14,7	16,8	-4,1	—	—	8,7	4,2	-93	-65	-38	10	
2—4	—	528	13,6	16,0	-3,4	—	—	8,9	4,3	-89	-51	-50	12	
4—6	80	538	14,9	15,7	-0,8	—	—	9,1	4,6	-53	-21	-52	20	
6—8	390	583	20,5	18,7	1,8	—	—	9,2	5,8	155	34	50	71	
8—10	670	647	28,4	21,1	7,3	—	—	8,7	6,3	495	152	160	183	
10—12	890	704	34,8	22,7	12,1	—	—	8,0	6,5	605	152	243	210	
12—14	890	722	36,8	23,9	12,9	—	—	7,6	6,5	607	114	259	234	
14—16	680	685	33,7	24,2	9,5	—	—	7,8	5,7	419	54	169	196	
16—18	390	644	28,0	23,2	4,8	—	—	8,1	6,4	131	-12	57	86	
18—20	80	585	20,8	21,0	-0,5	—	—	8,4	4,4	-79	-73	-20	14	
20—22	—	571	19,1	19,6	-0,5	—	—	8,8	3,8	-100	-81	-27	8	
22—24	—	551	16,5	17,6	-1,1	—	—	8,7	3,9	-93	-65	-38	10	
										+289	+61	+112	—	cal/cm ² Tag
										-61	-44	-27	—	
										+228	+17	+85	+126	

Der Wärmeumsatz im Boden wurde aus der Differenz der Tautochronen multipliziert mit einer Wärmekapazität von $c = 0,39 \text{ cal/cm}^3 \text{ grad}$ bestimmt. Da die Bodentemperaturmessungen nur bis 2 m Tiefe

reichten, war eine harmonische Analyse der Temperaturkurven zur Bestimmung der Temperaturen in den größeren Tiefen und damit zur Ermittlung des Temperaturintegrals erforderlich. Diese ergab:

$$\begin{aligned}\vartheta_{100} &= 8,83 + 10,05 \cos (z - 221,7^\circ) + 0,863 \cos (2z - 75,9^\circ) \dots \\ \vartheta_{200} &= 8,83 + 6,58 \cos (z - 246,8^\circ) + 0,967 \cos (2z - 85,7^\circ) \dots\end{aligned}$$

Tabelle 15d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Dezember 1931	ϑ_B	ϑ_L	$\vartheta_B - \vartheta_L$	e_L	v	S	B	L	V	S	B	L	V	
	$^\circ\text{C}$	$^\circ\text{C}$	$^\circ\text{C}$	mm	m. p. s.	mcal/cm ² min				Jahresmittel mcal/cm ² min				
0—2	—20,7	—14,1	—6,6	0,5	1,8	—64	—47	—17	—	—89	—58	—33	2	
2—4	—21,4	—15,0	—6,4	0,4	1,7	—64	—46	—18	—	—86	—52	—37	3	
4—6	—21,9	—15,9	—6,0	0,4	1,7	—62	—45	—17	—	—67	—36	—32	1	
6—8	—20,8	—17,1	—3,7	0,4	1,7	—50	—35	—15	—	67	14	28	25	
8—10	—11,8	—13,4	2,4	0,4	2,4	95	43	52	—	322	99	159	66	
10—12	0,0	—8,3	8,3	0,6	3,5	238	109	129	—	456	133	246	77	
12—14	5,2	—4,9	10,1	0,6	3,6	185	92	93	—	414	109	232	73	
14—16	—1,0	—1,6	0,6	0,6	3,6	16	13	3	—	229	36	136	58	
16—18	—11,0	—6,5	—4,5	0,6	1,8	—120	—94	—26	—	—21	—56	6	29	
18—20	—15,5	—10,6	—4,9	0,5	1,6	—87	—72	—15	—	—100	—77	—28	5	
20—22	—18,2	—12,6	—5,6	0,5	1,8	—62	—47	—15	—	—97	—72	—28	3	
22—24	—19,8	—13,6	—6,2	0,4	1,8	—62	—45	—17	—	—90	—61	—31	2	
						+64	+31	+33	—	+179	+47	+97	—	cal/cm ² Tag
						—69	—52	—17	—	—66	—49	—23	—	
						—5	—21	+16	—	+113	—2	+74	+41	

Aus den Daten der ersten Glieder wurde erhalten:

$$q' = 2,3026 \cdot \frac{\log^{10} 10,05 - \log^{10} 6,58}{200 - 100} = 0,00468 \text{ und } p' = \frac{246,8 - 221,7}{200 - 100} \cdot \frac{2\pi}{360} = 0,00438$$

und hieraus als Mittel für die Bodenkonstanten $r = 0,00453$. Dieser Wert liegt zwischen den Zahlen für Sodankylä und Irkutsk.

Mit Hilfe dieser Bodenkonstanten ergaben sich die Temperaturkurven in 6,42 und 10,41 m Tiefe zu:

$$\begin{aligned}\vartheta_{6,42} &= 8,83^\circ + 0,893 \cos (z - 1,8^\circ) \\ \vartheta_{10,41} &= 8,83^\circ + 0,121 \cos (z - 116,8^\circ),\end{aligned}$$

wobei die höheren Glieder ohne Schaden vernachlässigt werden können, da sie nur eine verhältnismäßig geringe Amplitude haben.

Die Kurven der Bodentemperaturen in größeren Tiefen sind in Abb. 28, die Tautochronen von 1. I., 1. III. usw. in zweimonatigem Abstand bis zum 1. XI. sind in Abb. 29 wiedergegeben.

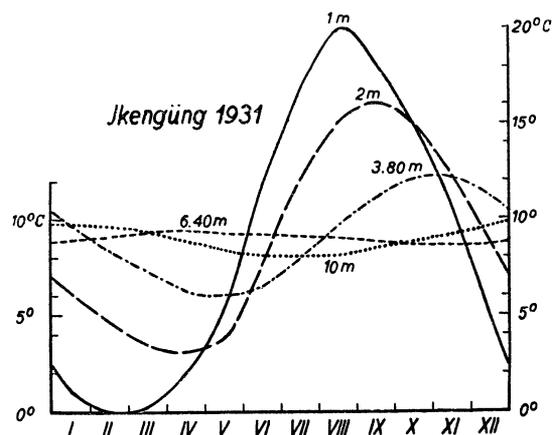


Abb. 28. Der berechnete jährliche Gang der Bodentemperaturen in größeren Tiefen in Ikingüing in der Gobi 1931/32. (Bei der Beschriftung wurden 6.40 und 10 m vertauscht!)

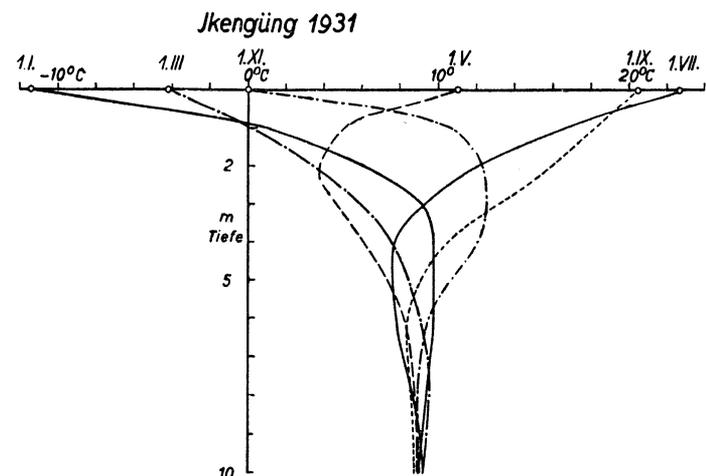


Abb. 29. Die Tautochronen der Bodentemperaturen am Anfang eines jeden zweiten Monats in Ikingüing.

Für die Messung des Wärmeumsatzes zwischen Luft und Erdoberfläche und für die Verdunstung stand außer der Differenz $S - B = L + V$ auch das Verhältnis $L/V = a \frac{\Delta \vartheta}{\Delta e}$ durch die vielfach am Tage durchgeführten Gradientbestimmungen von Temperatur und Dampfdruck von 2—200 cm Höhe zur Verfügung. Der Faktor a beträgt in der Höhe von 1500 m 0,431, so daß die Formel für das Verhältnis von V/L schließlich lautete:

$$L/V = 0,431 \cdot \frac{\vartheta_2 - \vartheta_{200}}{e_2 - e_{200}}$$

Mit diesen Daten ließ sich der Wärmehaushalt des Sommers an jedem Tage vollständig in seinem täglichen Gang erfassen. Die Monatsmittel wurden als Summe der täglichen Gänge des Wärmehaushaltes bestimmt. Die Tabellen 15 b und c geben Beispiele der Monatsmittel der täglichen Gänge für die letzten beiden Dekaden des Mai und den Juli 1931. Hierbei fiel im Mai ein Gesamtniederschlag von 10 und im Juli von 91 mm. Sie sind in Tafel IV d_1 und d_2 dargestellt. Deutlich erkennt man die starke Veränderung des Verhältnisses von Verdunstung zu an die Luft abgegebener Wärme von dem trockenen gegenüber dem feuchten Monat, während der Gang der im Boden gespeicherten Wärme keine wesentliche Veränderung aufweist. Dagegen wird der Strahlungsumsatz im Juli entsprechend der dort wesentlich höheren Bewölkung vermindert. Auf die Taubildung in den Mainächten, die sich in einer kleinen Wärmezufuhr in der Verdunstungsspalte äußert, sei noch besonders hingewiesen.

Im Winter von Oktober 1931 bis März 1932 mußte Dr. Haude seine Station an den Edsengol etwa 1000 km westlich von Ikengüng verlegen. Sie befand sich dort in einem wesentlich niederschlagsärmeren Gebiet in etwa 1000 m Höhe. Ein Beispiel für den winterlichen Gang der Komponenten des Wärmehaushaltes bietet die Tafel IV im Diagramm d_3 und die Tabelle 15 d, in der die Monatsmittel des täglichen Ganges für Dezember 1931 gegeben sind. Ein Vergleich mit dem Januar 1903 in Potsdam zeigt erhebliche Verschiedenheiten zwischen beiden Darstellungen. Vor allem fällt in der Wüste die Verdunstung völlig fort.

Das Jahresmittel des täglichen Ganges der Wärmehaushaltskomponenten aus den Haudeschen Beobachtungen gibt gleichfalls Tabelle 15 d und Darstellung d_4 auf Tafel IV. Dem Wüstencharakter der Beobachtungsstellen zufolge trat die Verdunstung gegenüber der an die Luft abgegebenen Wärme im Jahresmittel nur sehr wenig in Erscheinung.

Der Jahresgang der Wärmehaushaltselemente ist in Tafel III, d_1 und d_2 dargestellt und in Tabelle 15 und 15 a Spalte 11—14 bzw. 4—15 gegeben. In letzterer Tabelle ist eine Aufteilung nach der Summe der Wärmeaufnahme und -abgabe für jeden einzelnen Monat durchgeführt. Diese ist hier ohne weiteres möglich, da von allen Monatsmitteln die täglichen Gänge vorliegen. Tabelle 15 a ist hierbei geordnet nach den tatsächlichen Beobachtungen, die vom 11. Mai bis 20. September 1931 in Ikengüng und vom 1. Oktober 1931 bis zum 10. März 1932 in Edsengol durchgeführt wurden. Sie gibt die an diesen Stationen gemessenen eigentlichen Werte sowohl der Wärmehaushaltskomponenten als auch der Oberflächen- und Lufttemperatur.

In der Tabelle 15 ist dagegen versucht, den Wärmehaushalt der Station Ikengüng im Laufe eines Jahresganges darzustellen. Hierbei ergaben sich gewisse Änderungen der Verdunstung während der Wintermonate, die aus den Daten der sommerlichen Wasseraufnahme und den in Edsengol beobachteten Verdunstungserscheinungen erschlossen werden konnten. Auf diese Weise konnte nicht nur der Wärme-, sondern auch der Wasserhaushalt der Wüste angegeben werden, der in die Spalten 6—10 der Tabelle aufgenommen ist. In ihm bedeuten N in Spalte 6 den Niederschlag, A_f in Spalte 7 den Abfluß, V in Spalte 8 die Bodenverdunstung, V_s in Spalte 9 die Versickerung, W_a in Spalte 10 die Wasserabgabe des Bodens. Die Spalten 9 und 10 können entsprechend dem Wärmeumsatz des Bodens in Spalte 12 als „Wasserumsatz“ zusammengefaßt werden und sind in der Darstellung d_2 der Tafel III, in der diese Komponenten zeichnerisch gegeben sind, auch gemeinschaftlich eingetragen. Der Abfluß entstand hierbei dadurch, daß im August bei Starkregen sich in der Nähe des Beobachtungsortes an tieferen Stellen Tümpel bildeten, die einen Teil des Niederschlages anderer Gebiete aufnahmen und selbstverständlich durch Versickerung und Verdunstung selbst abflußlos versiegten.

Der jährliche Gang der Elemente des Wärmehaushaltes in Diagramm d_1 auf Tafel III erreicht Höchstbeträge, die die in Potsdam bestimmten überschreiten. Die im Boden umgesetzte Wärmemenge wird in der Amplitude ihres jährlichen Ganges nur wenig anders als in Potsdam gefunden. Die Wärmeabgabe des Bodens an die Luft ist im Frühjahr groß, im Spätsommer und Frühherbst durch die Verdunstung zur Zeit der Monsunregen von Juni bis August und einige Wochen später stark gemindert. Die Wasseraufnahme des Bodens aus dem Niederschlag im Juni ist in der Darstellung d_2 auf Tafel III sehr gering, offenbar, weil der hier noch trockene Boden kein Wasser aufnimmt. Dementsprechend ist die Verdunstung groß und erreicht die Höhe des Niederschlages. Erst im Juli und August wird die Wasseraufnahme des Bodens beträchtlich und ermöglicht den September über eine starke Wasserabgabe des Bodens durch Verdunstung. Ent-

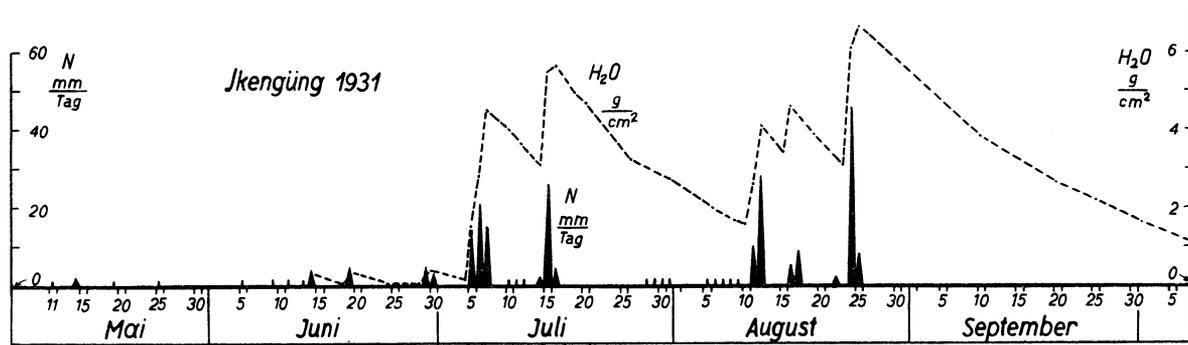


Abb. 30. Der Niederschlag in mm/Tag und die Wasserführung des Bodens in g/cm^2 von Mai bis Oktober 1931 in Ikengüng.

sprechend der im Winter geringer werdenden Wirkung der äußeren Verdunstungsfaktoren nimmt auch die Bodenverdunstung des noch wasserhaltigen Bodens im Winter bis zu geringen Werten ab. Der letzte Rest von Bodenwasser wird erst im Frühjahr bei wieder einsetzender stärkerer Bestrahlung durch Verdunstung dem Boden entzogen und gibt hierbei Anlaß zu einer in der östlichen Gobi immer zu beobachtenden ersten Frühjahrsvegetation. Ein gelegentlicher Winterniederschlag, der mehrfach vorkommen kann, wurde nach einer am Edsengol beobachteten Zeit und Intensität auch für Ikengüng im Februar 1932 angenommen.

Als ein besonders sinnfälliges Bild des Wasserhaushaltes des Bodens ist der Zusammenhang des Niederschlages in mm/Tag mit dem im Boden enthaltenen Wasser in g/cm^2 für die Zeit Anfang Mai bis Anfang Oktober in Abb. 30 aus der umfassenden Arbeit über den Wärmehaushalt der Gobi entnommen. Deutlich erkennt man die Änderungen des Wasserhaushaltes durch die Starkregen des Juli und August und seine allmähliche Verzehrerung im September.

Interessant ist auch der Vergleich der Station Ikengüng mit der nur 1000 km nördlich gelegenen Station Irkutsk. Es fällt sofort die in Irkutsk etwas gleichmäßigere Verteilung des Niederschlages über das Jahr und die starke Herbstverdunstung in Ikengüng auf. Letztere wird durch die dort herrschenden wesentlich höheren Herbsttemperaturen bedingt. Diese starke Verminderung der Verdunstung in Irkutsk im Herbst bewirkt letzten Endes, daß dort der Niederschlag immer noch größer als die Verdunstung ist. Es ist also die Folgerung berechtigt, daß die früh einsetzenden und kalten Winter in Ostsibirien eine wesentliche Ursache mit dafür sind, daß dieses Gebiet nicht zur trockenen Steppe ähnlich der Gobi wird.

Es mag zum Schluß noch auf den Zusammenhang zwischen Temperaturdifferenz zwischen Boden und Luft und die an die Luft abgegebene Wärmemenge hingewiesen werden. Seine Form ist ganz anders als die an den bisher behandelten Stationen. Wie die Abb. 31 zeigt, beobachtet man bei ihm nämlich ein starkes Ansteigen bei hohen Temperaturdifferenzen zwischen Boden und Luft. Außerdem wird der Wärmeumsatz in der Wüste auch nicht negativ, wenn das Monatsmittel der Temperaturdifferenz zwischen Boden und Luft negative Werte annimmt. Diese Verhältnisse sind für eine Wüste als charakteristisch anzusehen. Eine Erklärung für ihre Ursachen liefert der tägliche Gang des Wärmeumsatzes zwischen Luft und Erdoberfläche in der strahlungsarmen Jahreszeit (vgl. den Wärmehaushalt des Monats Dezember in Tabelle 15d). Auch bei den großen negativen Temperaturdifferenzen bis zu $-7^{\circ}C$ bleibt nämlich der Wärmeumsatz zwischen Luft und Boden in den Winternächten sehr klein. Ihm entspricht ein erheblicher täglicher Gang der Windgeschwindigkeit von 1,8 m. p. s. in der Nacht bis 3,5 m p. s. mittags (gemessen in 6 m Höhe). Für die Nacht muß vor allem aber angenommen werden, daß die über weite Gebiete gleichförmige Oberfläche der Wüste der Ausbildung von horizontalen Gegensätzen der Lufttemperatur und damit der Ingangsetzung von Austauschbewegungen besonders abträglich ist. Andererseits wird bei Tage in den unteren Schichten in der Wüste meist der adiabatische Temperaturgradient erreicht und dabei der Austausch und mit ihm die Wärmeabführung ganz unverhältnismäßig vergrößert. Das in der Abb. 31 gegebene Beispiel beweist damit, daß nur bei sorgfältiger Kritik eine Verwendung der mittleren Temperaturdifferenzen zwischen Oberfläche und Luft zur Bestimmung des Wärmeumsatzes zwischen Boden und Luft zulässig ist.

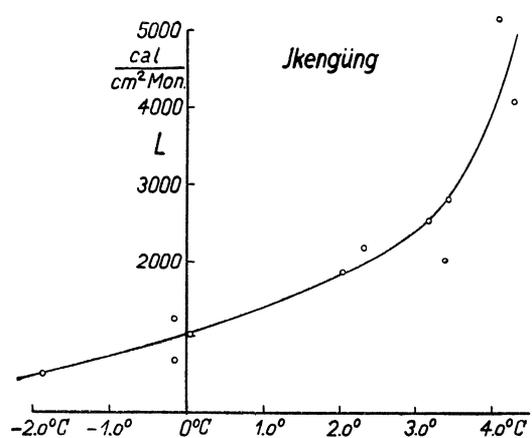


Abb. 31. Zusammenhang zwischen der Temperaturdifferenz von Boden und Luft und der an die Luft abgegebenen Wärmemenge in Ikengüng in der Gobi.

Es mag zum Schluß noch auf den Zusammenhang zwischen Temperaturdifferenz zwischen Boden und Luft und die an die Luft abgegebene Wärmemenge hingewiesen werden. Seine Form ist ganz anders als die an den bisher behandelten Stationen. Wie die Abb. 31 zeigt, beobachtet man bei ihm nämlich ein starkes Ansteigen bei hohen Temperaturdifferenzen zwischen Boden und Luft. Außerdem wird der Wärmeumsatz in der Wüste auch nicht negativ, wenn das Monatsmittel der Temperaturdifferenz zwischen Boden und Luft negative Werte annimmt. Diese Verhältnisse sind für eine Wüste als charakteristisch anzusehen. Eine Erklärung für ihre Ursachen liefert der tägliche Gang des Wärmeumsatzes zwischen Luft und Erdoberfläche in der strahlungsarmen Jahreszeit (vgl. den Wärmehaushalt des Monats Dezember in Tabelle 15d). Auch bei den großen negativen Temperaturdifferenzen bis zu $-7^{\circ}C$ bleibt nämlich der Wärmeumsatz zwischen Luft und Boden in den Winternächten sehr klein. Ihm entspricht ein erheblicher täglicher Gang der Windgeschwindigkeit von 1,8 m. p. s. in der Nacht bis 3,5 m p. s. mittags (gemessen in 6 m Höhe). Für die Nacht muß vor allem aber angenommen werden, daß die über weite Gebiete gleichförmige Oberfläche der Wüste der Ausbildung von horizontalen Gegensätzen der Lufttemperatur und damit der Ingangsetzung von Austauschbewegungen besonders abträglich ist. Andererseits wird bei Tage in den unteren Schichten in der Wüste meist der adiabatische Temperaturgradient erreicht und dabei der Austausch und mit ihm die Wärmeabführung ganz unverhältnismäßig vergrößert. Das in der Abb. 31 gegebene Beispiel beweist damit, daß nur bei sorgfältiger Kritik eine Verwendung der mittleren Temperaturdifferenzen zwischen Oberfläche und Luft zur Bestimmung des Wärmeumsatzes zwischen Boden und Luft zulässig ist.

5. Der Wärmehaushalt von Batavia als Beispiel einer tropischen Küstenstation.

Zur Berechnung des Wärmehaushaltes eines tropischen Gebietes stehen die Veröffentlichungen der Station Batavia (60) zur Verfügung. An dieser Stelle wurden während des Jahrzehnts 1920—1930 auch Messungen der Bodentemperatur ausgeführt, die Schlüsse auf die Wärmeumsätze im Boden in den Tropen gestatten. Aus den Beobachtungsjahren wurde als besonders geeignet das Jahr 1922 ausgewählt, da in den späteren Jahren immerhin die Möglichkeit besteht, daß unkontrollierbare Abweichungen der gemessenen Bodentemperaturen von ihren tatsächlichen Werten stattfanden. Schon die Betrachtung des Materials erweist, daß ohne eine eigene eingehende Wärmehaushaltsuntersuchung überhaupt nicht an die Auswertung einer Tropenstation gedacht werden kann. In den Tropen erfahren nämlich alle Komponenten des Wärmehaushaltes gegenüber anderen Stationen erhebliche Abweichungen. Da vollständige Wärmehaushaltsuntersuchungen über einen Zeitraum von 1½ Monaten in Idi in Sumatra durchgeführt wurden (61), ist aber eine ziemlich zuverlässige Bestimmung der meteorologischen Daten auch an einer tropischen Küstenstation, wie sie hier vorliegt, möglich.

Als eine schon mehrfach benutzte und für die Berechnung des Strahlungsumsatzes in den Tropen bedeutungsvolle Besonderheit erscheint in der tropischen Bewölkung das häufige Auftreten von verhältnismäßig dichten Zirruswolken. Durch diese Wolken wird die Sonnenstrahlung geschwächt, aber nicht völlig diffus gemacht. So kommen am Sonnenscheinautographen Registrierungen zustande, die sich gegenüber der vollen Sonne deutlich durch eine wesentlich geringere Breite der Brennpur abheben. Eine Reduktion der gemessenen Werte der Sonnenscheindauer auch auf die Intensität erschien daher den Bearbeitern der Messungen von Batavia (62) von vornherein als notwendig. Verzichtet man auf diese mehr subjektive Auswahl und nimmt die gleichfalls veröffentlichte tatsächlich gemessene Sonnenscheindauer, so erscheint die Summe

Tabelle 16. Batavia 1922.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	s/S	w	s/S+w	$\vartheta_{3\text{cm}}$	ϑ_L	ϵ_L	N	V _{wild}	S	N _Q	B	L	V	V
	%	%	%	° C	° C	mm	mm	mm	cal/cm ² Mon					mm
I	66,6	80,0	146,6	29,41	26,01	21,26	167,9	42,4	4 490	— 403	10	830	3 247	55,3
II	57,3	87,8	145,1	28,80	25,52	20,53	174,2	41,8	4 405	— 419	38	733	3 215	54,7
III	65,6	78,0	143,6	29,78	26,34	20,98	141,1	52,9	4 620	— 340	— 5	678	3 607	61,4
IV	73,9	68,5	142,4	29,66	26,69	21,91	295,3	42,7	4 670	— 709	4	660	3 297	56,1
V	69,2	67,4	136,6	28,85	26,47	21,25	66,1	48,9	4 030	— 159	4	474	3 393	57,7
VI	71,9	63,0	134,9	28,10	26,56	20,82	20,4	50,8	3 945	— 49	— 35	318	3 613	62,2
VII	81,0	55,0	136,0	28,10	26,60	19,88	59,9	64,8	4 080	— 142	— 20	248	3 710	63,1
VIII	84,6	52,2	136,8	28,52	26,79	19,58	39,4	75,9	4 680	— 95	43	278	4 264	72,6
IX	83,6	50,0	133,6	30,00	26,83	19,56	84,2	81,6	5 220	— 202	33	502	4 483	76,3
X	71,8	66,9	138,7	29,76	26,49	21,28	167,6	56,9	5 190	— 403	10	676	4 101	70,0
XI	68,5	71,5	140,0	29,98	26,47	21,01	166,8	51,8	4 890	— 400	10	731	3 749	63,9
XII	55,5	86,8	142,3	29,22	26,15	20,70	206,9	52,4	3 950	— 497	— 17	499	2 971	50,6
							1589,9		—	—	+152	—	—	—
									—	—	— 77	—	—	—
									54 170	—3818	+ 75	6627	43 650	743,9

Tabelle 16a.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	(J+D) ₀	w'	(J+D) _a	0,95 A	ϑ_B	$\vartheta_{3\text{cm}} - \vartheta_L$	$\frac{\vartheta_B - \vartheta_L}{\frac{1}{2}(\vartheta_{3\text{cm}} - \vartheta_L)}$	L ₁₉	V _{wild}	L + V	S+N _Q -B	$\frac{L + V}{S+N_{Q}-B}$	V
	cal/cm ² Monat	%	cal/cm ² Monat		° C	° C	° C		cal/cm ² Monat				m. p. s.
I	17 780	55	8430	3940	27,7	3,40	1,70	635	2480	3115	4077	0,765	0,60
II	18 120	60	8040	3635	27,2	3,28	1,64	560	2450	3010	3948	0,764	0,72
III	17 910	54	8600	3980	28,1	3,44	1,72	585	3105	3690	4285	0,862	0,56
IV	17 070	48	8830	4160	28,2	2,97	1,48	500	2500	3000	3957	0,759	0,35
V	15 760	49	8060	4030	27,7	2,38	1,19	400	2865	3265	3867	0,844	0,36
VI	14 980	47	7840	3895	27,3	1,54	0,77	260	2980	3240	3973	0,816	0,44
VII	15 260	46	8110	4030	27,4	1,50	0,75	255	3800	4055	3958	1,028	0,52
VIII	16 490	46	8750	4070	27,6	1,73	0,86	290	4452	4742	4542	1,044	0,70
IX	17 790	47	9330	4110	28,1	3,17	1,58	535	4790	5325	4982	1,067	0,75
X	18 120	48	9390	4200	28,1	3,27	1,64	550	3338	3888	4777	0,814	0,44
XI	17 980	51	9000	4110	28,2	3,51	1,75	595	3042	3637	4470	0,814	0,41
XII	17 580	61	7540	3590	27,7	3,07	1,53	515	3071	3586	3470	1,032	0,64

Tabelle 16b. Dezember 1921.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	w	s/S	ϑ_L	R	N	V _{Wild}	B 0-30 cm	$\frac{1}{2}$ B 30-120 cm	V	S	N _Q	B	L	V
	%	%	° C	%	mm/(2 ^h)	mm/(2 ^h)	mcal/cm ² min	mcal/cm ² min	m. p. s.	mcal/cm ² min				
0-2	69	—	24,07	92,3	11,3	0,03	-23	+20	0,06	-40	-8	-3	-35	-10
2-4	70	—	23,69	93,2	30,3	0,04	-34	-10	0,07	-50	-20	-44	-26	0
4-6	79	—	23,44	93,9	87,0	0,03	-7	0	0,03	-27	-54	-7	-40	-34
6-8	87	—	23,84	93,1	87,9	0,06	16	-4	0,09	57	-57	12	-12	0
8-10	82	44	25,75	84,4	52,7	0,10	39	0	0,41	274	-35	39	59	141
10-12	83	48	27,28	77,8	27,4	0,22	85	0	0,95	394	-17	85	90	202
12-14	86	48	28,18	74,9	19,0	0,27	73	-8	1,28	381	-12	65	90	214
14-16	83	54	27,87	76,3	34,0	0,23	0	+10	1,22	266	-22	10	68	166
16-18	85	—	27,10	78,9	17,3	0,12	-25	-4	0,47	10	-12	-29	7	20
18-20	84	—	25,98	85,1	5,3	0,06	-30	+8	0,14	-41	-2	-22	-31	10
20-22	75	—	25,18	89,2	75,3	0,04	-53	-12	0,16	-42	-50	-65	-27	0
22-24	74	—	24,54	90,9	38,2	0,05	-41	0	0,14	-43	-25	-41	-27	0
	79,8		25,58		485,7	1,25			cal/cm ² Tag	+166	—	+25	+38	+90
										-29	—	-25	-24	-5
										+137	-38	—	+14	+85

Tabelle 16c.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	s/S + w	w'	(J+D) ₀	(J+D) _α	0,95 G	0,95σ ϑ_B^4	ϑ_B cm	$\vartheta_B - \vartheta_B$ cm	ϑ_B	$\vartheta_B - \vartheta_L$	E _B	e _L	E _B - e _L	$\frac{L}{V}$
	%	%	cal/cm ² Monat			° C		° C		° C		° C		mm
0-2	—	69	—	—	560	600	26,33	-3,6	22,7	-1,4	20,7	20,9	-0,2	6,9
2-4	—	70	—	—	549	599	26,18	-3,7	22,5	-1,2	20,4	20,4	0,0	—∞
4-6	11,0	72	—	—	551	578	25,90	-5,9	20,0	-3,4	17,5	20,4	-2,9	1,2
6-8	115	75	291	102	556	601	26,09	-3,1	22,8	-1,0	20,8	20,8	0,0	—∞
8-10	125	65	885	365	560	651	27,69	1,1	28,8	3,0	29,7	20,9	8,8	0,42
10-12	131	63	1235	523	569	698	29,74	4,4	34,1	6,8	40,1	21,1	19,0	0,44
12-14	134	64	1235	516	577	712	31,90	3,8	35,7	7,5	43,4	21,4	22,0	0,42
14-16	137	61	885	387	573	694	31,82	1,9	33,7	5,8	39,2	21,6	17,6	0,41
16-18	127	67	291	116	572	678	30,19	1,6	31,8	4,7	35,3	21,2	14,1	0,41
18-20	—	72	—	—	569	610	29,16	-5,2	24,0	-2,0	22,4	21,6	0,8	-2,46
20-22	—	75	—	—	566	608	28,20	-4,7	23,5	-1,7	21,6	21,4	0,2	-8,36
22-24	—	74	—	—	560	603	27,03	-4,0	23,0	-1,5	21,1	21,1	0,0	—∞
Mittel	—	—	—	—	—	—	—	-1,4	26,9	1,4	—	—	6,62	—

Tabelle 16d.

	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16	16-18	18-20	20-22	22-24
N	11,3	30,3	87,0	87,9	52,7	27,4	19,0	34,0	17,3	5,3	75,3	38,2
V	-0,6	0,0	-2,1	0,0	9,0	12,8	13,6	10,6	1,3	0,6	0,0	0,0
V _{Wild}	0,9	1,2	0,9	1,9	3,1	6,8	8,4	7,1	3,7	1,9	1,2	1,6

der relativen Sonnenscheindauer s/S und der Bewölkung w gegenüber allen nichttropischen Stationen sehr hoch. Sie bewegt sich zwischen 135 und 146%. Durch die hier stets angewandte Reduktion $w' = \frac{w}{s/S + w}$ wird die Wirkung dieser Zirusbewölkung auf die Sonnenscheindauer berücksichtigt. Die Werte von s/S und w sind im jährlichen Gang in der Spalte 2 bzw. 3 und im täglichen Gang, für den als Beispiel der Dezember 1921 gewählt wurde, in den Spalten 2 und 3 der Tabelle 16b angeführt. Die Werte s/S + w und w' geben für den jährlichen Gang Tabelle 16 Spalte 4 und 16a Spalte 3 bzw. auch Tabelle 16c Spalte 2 und 3.

Das Beobachtungsfeld in Batavia war nach der Mitteilung mit kurzgehaltenem Grase bestanden. Für solches Gras wurde unter tropischen Verhältnissen der Albedowert von 18% entsprechend einer Absorptionszahl von $1 - \alpha = 0,82$ im Jahre 1929 in Idi ermittelt. Dieser Wert ist als Albedowert hier eingesetzt worden. Mit ihm ergibt sich bei Verwendung der reduzierten Bewölkung w' nach der Ångströmschen Formel des Bewölkungseinflusses der Wert $(I + D)_\alpha$ für die auf die Erdoberfläche wirksame Sonnen- + Himmelsstrahlung, der für den täglichen Gang in Tabelle 16c Spalte 5 und für den jährlichen Gang in Tabelle 16a,

Spalte 4 angegeben ist. Die Werte von $(I + D)_0$ für den klaren Himmel wurden nach den Untersuchungen von Idi aus der Formel:

$$(I + D)_0 = 0,375 \sin h_{\odot} \left(4,65 - \frac{1}{\sqrt{\sin h_{\odot}}} \right)$$

abgeleitet, die der Formel 4b, S. 5 bei einem Wasserdampfdruck von 20 mm entspricht. Diese Werte sind in Spalte 4 der Tabelle 16c und Spalte 2 der Tabelle 16a eingetragen.

Mit dem Wasserdampfdruck und der Bewölkung wurde unter Zuhilfenahme der Ångströmschen Gegenstrahlungsformel (5), deren Anwendung hier auch nach den eigenen Erfahrungen in Idi auf Sumatra berechtigt erscheint, die Gegenstrahlung G berechnet und in Spalte 6 der Tabelle 16c für den täglichen Gang eingesetzt. Eine große Schwierigkeit bereitet die Ermittlung der Temperatur der ausstrahlenden Oberfläche ϑ_B , die zur Ermittlung der wahren Wärmeabgabe des Bodens durch Ausstrahlung unerlässlich ist. Die geringste Tiefe, in der noch Bodentemperaturmessungen stattfanden, war 3 cm. In dieser Tiefe überschritt auch bei den nächtlichen Niedrigstwerten des täglichen Ganges während des hier behandelten Dezembers 1921 die Bodentemperatur $\vartheta_{3\text{ cm}}$ (Tabelle 16c Spalte 8), die Lufttemperatur ϑ_L (Tabelle 16b, Spalte 4). Würde man den Wert der Bodentemperatur in 3 cm Tiefe als Wert der Oberflächentemperatur nehmen, so würde man eine erhebliche nächtliche Wärmeabgabe durch Ausstrahlung erhalten, die von der im nächsten Absatz zu behandelnden Wärmeabgabe des Bodens unmöglich gedeckt werden könnte. Ebensovienig lag nach den dann angenommenen Temperaturverhältnissen ein Anlaß zu einer Kondensation aus der Luft vor, durch den der Ausstrahlungsverlust hätte ersetzt werden können. Es mußte daher angenommen werden, daß zum mindesten die Grasoberfläche des Thermometerfeldes in Batavia erheblich geringere Temperaturen aufwies, die auch die Lufttemperatur unterschritten.

Es mußten daher vor allem passende Annahmen über die Oberflächentemperaturen der Grasbedeckung gemacht werden. Einen Anhalt zu ihrer Ermittlung boten die Analogien mit Temperaturverhältnissen in der bodennahen Luftschicht, die in Potsdam (63) gemessen wurden und die erwähnten Untersuchungen in Idi. Besonders die letzteren zeigten, daß die Temperatur der Erdoberfläche bei Nacht in einer tropischen Küstengegend ungefähr 2°C unter der in 3 cm Tiefe gemessenen liegt. Die Temperatur der Grasoberfläche wird nach den Erfahrungen an beiden mikroklimatischen Stationen ungefähr noch $1-2^{\circ}\text{C}$ unter der der Lufttemperatur liegen. In der vorliegenden Arbeit ist ein außerordentlich regenreicher Monat zur Bearbeitung ausgewählt worden. In ihm ist noch mit einer gewissen Abkühlung der Oberfläche durch die kalten Niederschläge zu rechnen, so daß man annehmen muß, daß in den Tageszeiten maximalen Niederschlages diese Temperaturverminderungen gegenüber der Bodentemperatur in 3 cm Tiefe noch erheblich überschritten werden.

Vorsichtige Abschätzungen führen zu den Oberflächentemperaturen ϑ_B in Tabelle 16c Spalte 10. Hierbei sind die Temperaturschnitte an der Erdoberfläche für einige Stunden in Abb. 32 dargestellt. In Spalte 9 der genannten Tabelle ist hierbei die Temperaturdifferenz der effektiven Grasoberflächentemperatur gegenüber der in 3 cm Tiefe angegeben, während Spalte 11 die Differenz dieser wahrscheinlichen Bodentemperatur gegen die Lufttemperatur in 2 m Höhe enthält.

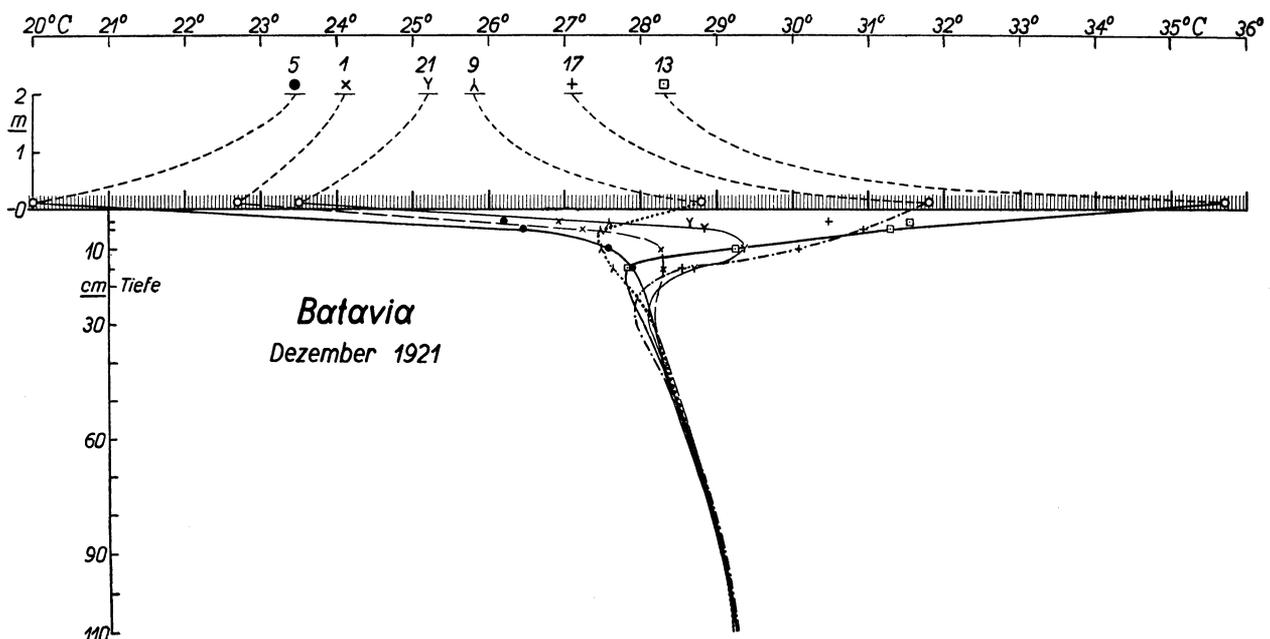


Abb. 32. Tautochronen des täglichen Ganges der Bodentemperaturen und der Lufttemperaturen für Batavia im Dezember 1921.

Besonders interessant gestaltete sich die Ermittlung des Wärmeumsatzes im Boden. Eine Betrachtung sowohl der Abb. 32 und 33, die die Tautochronen für den täglichen Gang in 2 Monaten enthalten, als auch der Tautochronen des jährlichen Ganges, die in Abb. 34 gegeben sind, läßt deutlich erkennen, daß die Bodentemperatur, die wie überall (64) so auch in den Tropen um einige Grade höher als die mittlere Lufttemperatur liegt, sich in der Trockenzeit, also vom Mai bis August der Lufttemperatur annähert, während

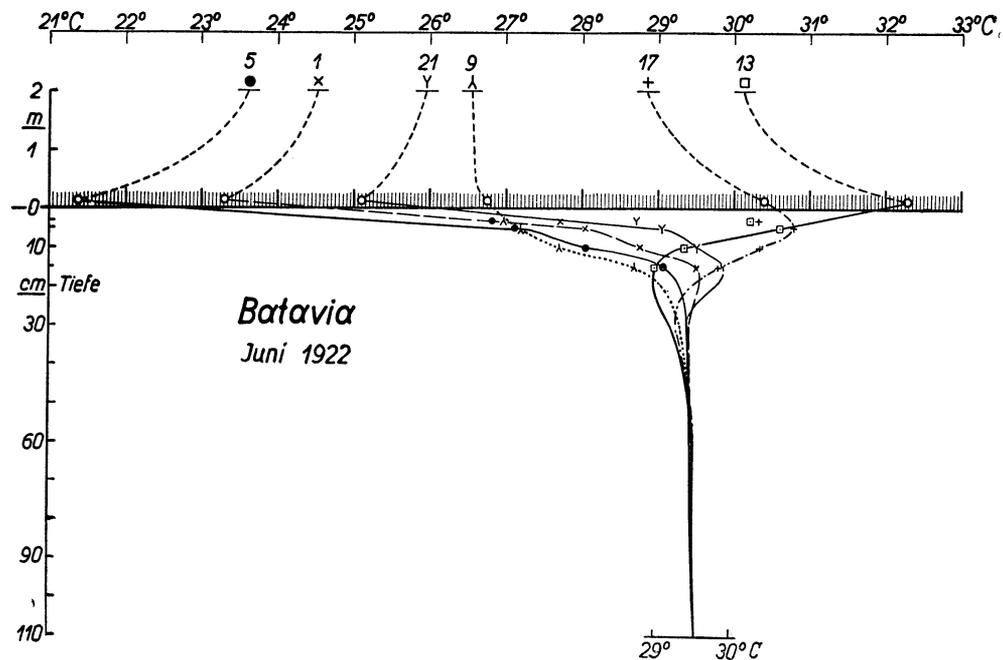


Abb. 33. Tautochronen des täglichen Ganges der Boden- und Lufttemperaturen für Batavia im Juni 1922.

sie in der Regenzeit einen etwas höheren Wert als das Mittel erreicht. Die gesamte jährliche Temperaturamplitude umfaßt dabei allerdings nur 2°C . Die Ursache dieses Ganges der Monatsmittel der Lufttemperatur kann unschwer damit erklärt werden, daß die größere Wärmeleitfähigkeit des völlig durchnässten Bodens einen besseren thermischen Kontakt auch der obersten Schichten mit den tieferliegenden Schichten veranlaßt, deren Temperatur bei $29,6^{\circ}\text{C}$ liegt, während in der Trockenzeit die obersten Schichten weniger Wasser enthalten und dadurch etwas geringere Wärme- und Temperaturleitfähigkeit besitzen, so daß sie eine Temperatur zwischen der Lufttemperatur und der der tieferen Schichten annehmen.

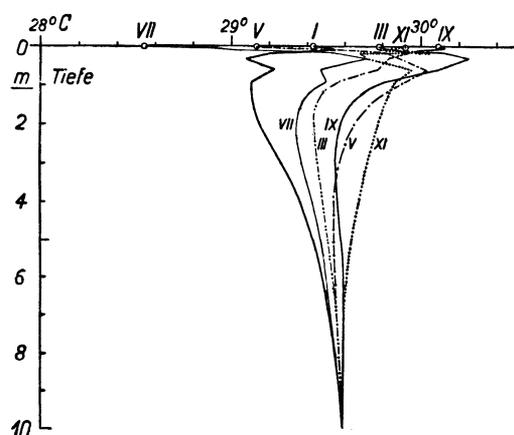


Abb. 34. Tautochronen der Monatsmittel der Boden- und Lufttemperaturen in zweimonatigem Abstand für Batavia im Jahre 1922.

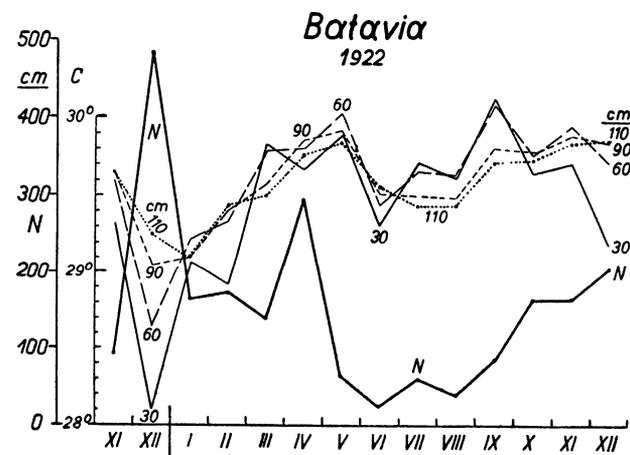


Abb. 35. Der jährliche Gang der Bodentemperaturen und des Niederschlages vom Dezember 1921 bis Januar 1923 in Batavia in 30, 60, 90 und 110 cm Tiefe.

Ganz deutlich geht aber aus der Darstellung der Abb. 35 noch ein anderer Effekt der Bodentemperatur hervor. Diese Abbildung zeigt den jährlichen Gang der Bodentemperaturen von 30—110 cm Tiefe. Man erkennt in ihr, daß den extrem starken Niederschlägen vom Dezember 1921 mit 487 mm eine für den tropischen Temperaturgang außerordentliche Verminderung der Bodentemperaturen in 30 und 60 cm Tiefe folgt, die sich im Dezember 1922 und im Januar 1923, in welchen Monaten ebenfalls ein erheblicher Niederschlag

eintrat, wiederholt. Ganz deutlich wird unmittelbar durch diese starken Niederschläge der Boden sogar bis zu einer Tiefe von 50 cm gekühlt. So hat der Niederschlag an dieser tropischen Küstenstation auf die Bodentemperatur zwei entgegengesetzte Wirkungen. Mittelbar werden die obersten Schichten durch ihn erwärmt, nachdem sie in der Trockenzeit einer etwas abkühlenden Wirkung der Lufttemperatur ausgesetzt waren, indem ihre Durchfeuchtung den in der Trockenzeit in erheblichem Umfange verlorengegangenen thermischen Anschluß an die tieferen Schichten wiederherstellt. Dieser Effekt besteht aber nur in den ersten Monaten der Regenzeit. An ihrem Höhepunkt tritt die unmittelbare abkühlende Wirkung der kalten Niederschläge auf die Temperatur des Bodens stark hervor.

Die Gesamtabkühlung des Niederschlages im Dezember 1921, der mit 487 mm um 340 mm größer war als der des vorhergehenden Novembers und des nachfolgenden Januars hatte eine Temperaturverminderung von $1,02^{\circ}\text{C}$ von 0—50 cm, von $0,42^{\circ}\text{C}$ von 50—100 cm und von $0,04^{\circ}\text{C}$ von 150—200 cm zur Folge. Da die Wärmekapazität dieses sehr feuchten Bodens mit $0,57\text{ cal/cm}^2\text{ grad}$ angesetzt werden kann, findet man als gesamten Wärmeentzug, den der Boden durch 340 mm Niederschlag erfährt, die Größe von $75 \cdot 0,57 = 42,7\text{ cal/cm}^2\text{ Monat}$. Es entziehen also 10 mm Niederschlag dem Boden $42,7/34 = 1,26\text{ cal/cm}^2$. Dies bedeutet, daß der Niederschlag durchschnittlich mit einer Temperatur von $1\frac{1}{4}^{\circ}\text{C}$ unter der Lufttemperatur an der Erdoberfläche ankommt. Diese Zahlen beziehen sich aber nur auf das tiefere Eindringen der Niederschlagsabkühlung in den Boden, sie geben also nur den Anteil wieder, den der Boden selbst an der Erwärmung des kalten Niederschlagswassers nimmt. Die tatsächliche Temperatur, mit der das Niederschlagswasser an der Oberfläche ankommt und als Element des Wärmeentzuges im Wärmehaushalt der tropischen Erdoberfläche in Erscheinung tritt, muß wesentlich tiefer sein als $43\text{ cal/cm}^2\text{ Monat}$ entspricht. Um einen Anhalt für diese Wirkung zu bekommen, läßt sich die Untersuchung des täglichen Ganges des Wärmeumsatzes im Boden für den eben genannten Dezember 1921 verwenden, der, wie schon erwähnt, in Tabelle 16 b und 16 c wiedergegeben ist. In Spalte 8 und 9 sind hierbei die aus den Tautochronen berechneten Wärmeumsätze im Boden für die obersten 30 cm Tiefe und für die Tiefe von 30—60 cm wiedergegeben. Ihre Summe, also der Wärmeumsatz im Boden B ist in Tafel IV e₂ im täglichen Gange dargestellt. Unverkennbar fallen nun bei Nacht, die in dem darunter gezeichneten Abbildungsteil e₃ dargestellten Maxima der Monatsmittel des täglichen Ganges des Niederschlages mit Tiefstwerten des Wärmeumsatzes im Boden zusammen. Ein besonders eindrucksvolles Beispiel hierfür ist die Zeit von 20—22 Uhr. Der Wärmeentzug, den der Boden in dieser Zeit erfährt, beträgt insgesamt $65 - (22 + 41) \cdot \frac{1}{2} = 32\text{ mcal/cm}^2\text{ min} = 180\text{ cal/cm}^2 \cdot \text{Monat} \cdot (2\text{h})$. Ihm entspricht der Niederschlag von $75,3\text{ mm/Monat} \cdot (2\text{h})$. Dementsprechend würde 1 cm Niederschlag nicht wie in dem vorigen Beispiel $1,26$, sondern 24 cal/cm^2 der Oberfläche an Wärme entziehen. Dies würde bedeuten, daß der Niederschlag mit einer Temperatur von nur 5°C auf der Erdoberfläche ankommen würde. Dieser Wert der Temperatur des Regenwassers erscheint an und für sich zu niedrig, auch wenn man überzeugt sein muß, daß es sich bei allen tropischen Niederschlägen schon wegen der Tropfengrößen um geschmolzenen Hagel handeln muß. Trotzdem wurde den zuletzt berechneten Zahlen der Vorzug gegeben. Denn die in der Darstellung e₂ gegebene Form des täglichen Ganges des Niederschlages bzw. der durch ihn verursachten Abkühlung N_Q zeigt den Hauptanteil des Regens in den Zeiten um Sonnenaufgang und nach Sonnenuntergang, während gerade die Zeiten mit hohem Sonnenstand und demgemäß starker Bodenerwärmung durch die Sonne ziemlich frei von Niederschlägen sind. So erkennt man, daß der oben schon erwähnte Effekt der Erwärmung der obersten Bodenschicht durch die Verbesserung des thermischen Abschlusses der Oberfläche an die unteren wärmeren Bodenschichten neben einer erheblichen Wärmeaufnahme durch die Sonnenstrahlung auch in der stärksten Regenzeit noch ungemindert fortgeht, wie ja auch die erheblichen Werte für die aufgenommene Strahlungswärme in der Tabelle 16 und der Tafel IV e₁ in den Mittagsstunden zeigen. Durch die Abkühlung, die die tiefe Temperatur des Niederschlags bringt, wird also eine an sich von ihm ausgelöste Erwärmung überkompensiert. Hieraus wird verständlich, daß die Werte, die für die Temperatur des Niederschlagswassers aus den Monatsmitteln gefolgert wurden, zu klein sein müssen. Andererseits können gegen die zuletzt berechneten Zahlen aus dem täglichen Gang des Wärmeumsatzes keine ähnlichen Einwendungen erhoben werden.

a) Der tägliche Gang des Wärmehaushaltes in der Regenzeit (Dezember 1921).

Die Werte für den Wärmeumsatz N_Q durch den Niederschlag sind in Spalte 12 der Tabelle 16 b in ihrem täglichen Gange im Monat Dezember 1921 eingetragen. Erst wenn diese Zahlen von den Werten des Strahlungsumsatzes an der Erdoberfläche abgezogen sind (Tabelle 16 b, Spalte 11) erhält man die für den Wärmeumsatz an der Erdoberfläche in Batavia maßgebende Wärmemenge. Wir haben also für eine tropische Station in der Regenzeit die Gleichung des Wärmehaushaltes:

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

Betrachtet man den nächtlichen Gang der Werte $S - N_Q$, so erkennt man, daß durch sie nicht unerhebliche Wärmemengen verlorengehen, für die nur zeitweise eine ausreichende Deckung durch eine Wärmeabgabe des Bodens eintritt. Man muß also annehmen, daß eine gewisse Wärmezufuhr aus der Luft stattfindet. Die Annahme einer merkbaren Wärmescheinleitung steht nun in Batavia die außerordentlich kleine nächtliche Windgeschwindigkeit entgegen. Immerhin entstehen durch die wechselnden Bewachungsformen gerade im tropischen Festland unbedingt starke Verschiedenheiten der Oberflächentemperaturen in horizontaler Richtung, die Veranlassung zu einer gewissen Konvektion geben können. Da es sich hierbei nur um eine Wärmezufuhr von rund $30 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min}$ handelt, mag auch an die zweifellos stattfindende Turbulenzvermehrung gedacht werden, die bei starkem Regen durch den fallenden Niederschlag selbst eintritt. Hierbei muß aber darauf hingewiesen werden, daß auch in der tropischen Regenzeit in Batavia die Tage mit sehr starkem Regen nicht die Regel, sondern die Ausnahme bilden.

Bezüglich der Berechnung des Wärmeumsatzes im Boden aus den Differenzen der Tautochronen muß noch nachgetragen werden, daß für die Bodentiefen unter 30 cm die Temperaturdifferenziale nach der Zeit, die meist recht klein waren, nur mit ihren halben Werten in Rechnung gestellt wurden. Die Meßgenauigkeit dieser meist nur wenige hundertstel Celsiusgrad betragenden Unterschiede reichte offenbar nicht hin, um zufällige Fehler auszuschalten, durch die bei Annahme der vollen Empfindlichkeit der Gang des Wärmehaushaltes im Boden entstellt worden wäre. Die beiden Anteile des Wärmehaushaltes über und unter 30 cm Bodentiefe sind in Tabelle 16b in Spalte 8 und 9 dargestellt, aus der man erkennt, daß in Spalte 9 nur eine unregelmäßige Schwankung in meist recht kleinen Beträgen um den Nullwert stattfindet.

Zur Erklärung der Wärmedeckung der ausgestrahlten Wärmemenge aus der Luft kann natürlich in erheblichem Umfange auch die Taubildung herangezogen werden, die spätestens in den Morgenstunden bei klarem Himmel stets einzutreten pflegt. Sowohl die Taubildung als auch die bereits erwähnte Wärmezufuhr aus der Luft erfordern eine niedrigere Temperatur an der Erdoberfläche als in der Luft. Es wurde schon darauf hingewiesen, daß die Temperatur des Erdbodens in 3 cm Tiefe stets die der Luft übersteigt. Auch die Erklärung für diese Erscheinung wurde gegeben. Aus den Beobachtungen in Idi folgt in gleicher Weise wie in Potsdam, daß im allgemeinen bei normaler nächtlicher Ausstrahlung die allerdings in den Tropen wegen der geringen relativen Luftfeuchtigkeit etwas geringer gefunden wurde als in höheren Breiten, eine Untertemperatur der Grasoberfläche unter der Lufttemperatur von $1-2^\circ \text{ C}$ anzunehmen ist. Derartige Werte sind in Spalte 11 der Tabelle 16c eingesetzt worden, wobei darauf Rücksicht genommen wurde, daß das Verhältnis $\frac{\vartheta_B - \vartheta_L}{E_B - e_L}$ nach der immer benutzten Formel (6) brauchbare Werte für L/V , also das Verhältnis von der Luft abgegebenen Wärme zu der Verdunstungs- bzw. Tauniederschlagswärme lieferte. Hierbei wird unter E_B der Dampfdruck über einer Wasserfläche mit der Temperatur der Erdoberfläche verstanden. Die Grenzen der für die Grasoberfläche möglichen Temperaturen werden hierdurch so weit eingeschränkt, daß tatsächlich schon Abweichungen von nur $0,2^\circ \text{ C}$ von den angenommenen Temperaturen zu Unwahrscheinlichkeiten führen würden.

Für die Verhältnisse bei Tage liegen die Dinge wesentlich anders. Hier besteht bestimmt eine erhebliche Übertemperatur der Erdoberfläche über die Luft. Die Temperaturdifferenz zwischen Luft und Erdboden gemessen in 3 cm Tiefe ist hier viel kleiner als die zwischen Erdoberfläche und Luft. Dies wird vor allem durch die Messungen in Idi erwiesen, bei denen in 2 cm Bodentiefe eine Untertemperatur von $1-5^\circ \text{ C}$ je nach Niederschlag und Bewölkung gegenüber der Oberflächentemperatur beobachtet wurde. Da die Mittagsstunden zu den an Niederschlag ärmsten Tageszeiten gehören, und die Messungen in Idi mit einem unter der Grasoberfläche auf dem Boden liegenden Thermometer durchgeführt wurden, ist eine noch etwas höhere Übertemperatur der wirksamen Strahlungsoberfläche gegenüber der Bodentemperatur in 2-3 cm Tiefe zu erwarten. Aus diesem Grunde wurde in Tabelle 16c in Spalte 9 in den Mittagsstunden eine Übertemperatur von $4,4$ bzw. $3,8^\circ \text{ C}$ über die Temperatur in 3 cm Tiefe und von $6,8-7,5^\circ \text{ C}$ über die Lufttemperatur angenommen. Auch diese Übertemperaturen sind, gemessen an den Übertemperaturen, die z. B. bei ähnlichen Einstrahlungsverhältnissen in der Gobi beobachtet wurden (s. Abschnitt 4), sehr gering.

Zur Berechnung der an die Luft abgegebenen Wärme und der durch Verdunstung verbrauchten, wurde das Verhältnis L/V zu bestimmen versucht. Da es sich in Batavia um eine Grasoberfläche handelte, war es nicht ohne weiteres möglich, die Maximaldampfspannung E_B bei der Temperatur der effektiven Oberfläche ϑ_B als Dampfdruck des Bodens anzunehmen. Es mußte entweder eine Art Wasserbedeckungsfaktor angenommen werden, mit dem man E_B zu multiplizieren hatte, oder die Differenz $E_B - e_L$, also zwischen der Dampfspannung über Wasser von der Pflanzentemperatur und der Dampfspannung in der Luft mußte mit einem Faktor kleiner als 1 multipliziert werden. Es wurde das letztere Maß gewählt, weil nach früheren Beobachtungen für die Wasserabgabe von Pflanzen eine Größe a ($E_B - e_L$) eine Rolle zu spielen scheint. Der Faktor a wurde hierbei zu $0,4$ angenommen, weil mit diesem Wert ein den tatsächlich zu erwartenden

Werten entsprechendes Verhältnis L/V sich errechnen ließ. Auch die Zahlen für $L = A (\vartheta_B - \vartheta_L)$ stimmen dann mit den in Potsdam an schönen Tagen gemessenen (Abb. 21) überein.

Die auf diese Weise berechneten Werte für L und V sind in die Spalten 14 und 15 der Tabelle 16b eingetragen. V_{Wild} in mm/Monat \cdot (2h) die Tabelle 16b in Spalte 7. Vgl. auch die Darstellung e_3 Tafel IV, in die auch V in den gleichen Einheiten aufgenommen ist.

Man erkennt, daß die Verdunstung des Beobachtungsplatzes mittags wesentlich die der Verdunstungswaage überschreitet, während abends eine stärkere Verdunstung der Waage beobachtet wird. So weichen schließlich beide Wertereihen nur unwesentlich voneinander ab, wobei die Verdunstung der Wildschen Schale etwas niedriger liegt. Selbstverständlich bildet die Verdunstung nur einen geringen Bruchteil der durch den Niederschlag in diesem niederschlagsreichsten Monat dem Boden zugeführten Wassermenge.

Es mag noch bemerkt werden, daß der Dampfdruck der Luft e_L aus den Mittelwerten der Lufttemperatur und der relativen Feuchtigkeit Spalte 4 und 5 der Tabelle 16b berechnet wurde. Er ist in Spalte 13 der Tabelle 16c angegeben. In Spalte 10 der Tabelle 16b steht die mittlere Windgeschwindigkeit, die nachts fast verschwindet und mittags etwa $1\frac{1}{4}$ m. p. s. erreicht.

b) Der jährliche Gang des Wärmehaushaltes im Jahre 1922.

Das Tagesmittel der Temperaturdifferenz $\vartheta_B - \vartheta_L$ gebildet aus den Zweistundenmitteln (Tabelle 16c) ist $1,4^\circ\text{C}$. Das Mittel der Temperaturdifferenz zwischen dem 3 cm Bodenthermometer und der Luft ist genau das Doppelte, nämlich $2,8^\circ\text{C}$. Für eine Berechnung des jährlichen Wärmehaushaltes in Batavia ist die Feststellung, ob dieses Verhältnis zwischen der Temperaturdifferenz in 3 cm Tiefe gegen die Luft ($\vartheta_{3\text{ cm}} - \vartheta_L$) gegenüber der Differenz der Temperatur der tatsächlichen Oberfläche gegen die Luft ($\vartheta_B - \vartheta_L$) stets etwa das gleiche ist, von erheblicher Bedeutung. In letzterem Falle könnte nämlich diese Beziehung zur Berechnung der tatsächlichen Oberflächentemperaturen aus den in der Veröffentlichung von Batavia gegebenen Monatsmitteln der Lufttemperatur und der in 3 cm Tiefe benutzt werden.

In Abb. 33 sind nun sechs gleichmäßig über den Tag verteilte Tautochronen der Bodentemperaturen für den Juni 1922, in dem der geringste Niederschlag des Jahres von 20 mm fiel, gezeichnet. Bei der Ermittlung der Temperaturdifferenz zwischen Boden und Luft kommt es vor allem auf die Übergangsschicht und die obersten Zentimeter des Bodens an. Bei ihnen wird im Juni mittags eine eigentümliche Gesetzmäßigkeit beobachtet. Stets ist nämlich das mittägliche Monatsmittel der Lufttemperatur in 3 cm Tiefe niedriger als das in 5 cm Tiefe, wobei beide Mittel über den Temperaturen aller übrigen größeren Tiefen liegen. So hat die 5 cm Temperatur und nicht die in 3 cm Tiefe die höchsten Werte im Boden. Hierbei ist an einen Zufall nicht zu denken, weil bei den Monaten mit starkem Niederschlag wieder umgekehrt das 3 cm-Thermometer, wie es eigentlich bei dem der Oberfläche näheren Thermometer natürlich ist, den höheren Temperaturwert zeigt. Da dieser Vorgang zur Trockenzeit in allen Jahren beobachtet wurde, von denen Bodentemperaturen vorliegen, muß es sich um eine allgemeine Gesetzmäßigkeit handeln.

Eine Erklärung für diese Erscheinung ist deswegen schwierig, weil sich die Tautochronen der beiden oberen Bodentemperaturen beim Anstieg mit einem Maximum in 5 cm Tiefe parallel zueinander nach oben verlagern. Es ist also ein Wärmefluß von oben nach unten, wie er von der Theorie gefordert werden muß, nicht zu erkennen. Eine weitere Betrachtung scheint allerdings zu zeigen, daß das 3 cm-Thermometer unerwarteterweise nachts zu hohe und tagsüber zu niedrige Werte gibt. Eine derartige Deutung wäre, wie Abb. 32 zeigt, auch für den Dezember 1921 annehmbar. Dies würde für eine zufällige stärkere Beschattung gerade dieser Thermometer gegenüber dem 5- und 10 cm-Thermometer sprechen, die seinen Wärmehaushalt, sowohl was die Ausstrahlung als auch was die Einstrahlung betrifft, vermindern. Bei einem gegenseitigen Abstand der Thermometer von $\frac{1}{2}$ m ist eine derartige Erscheinung immerhin denkbar. Da aber auch das Temperaturgefälle z. B. um 13 Uhr im Juni 1922 nur $1,2^\circ\text{C}$ zwischen 5 und 10 cm Tiefe gemessen wird, während es im Dezember 1922 zu gleicher Zeit und zwischen denselben Tiefen $2,0^\circ\text{C}$ beträgt, so erscheint erwiesen, daß die mittägliche Wärmeaufnahme in der Trockenzeit weniger als in der Regenzeit zur Ausbildung einer Über-temperatur des Bodens beiträgt. Die Ursache ist ganz offenbar die in der Trockenzeit gesteigerte Verdunstung. Es ist nun interessant, daß sich die Monatsmittel der Temperaturdifferenzen zwischen Luft und 3 cm Bodentiefe vom Dezember 1921 zum Juni 1922 etwa ebenso verhalten, wie die mittleren Gradienten im Boden zwischen 5 und 10 cm Tiefe nämlich:

$$\left(\frac{\vartheta_{3\text{ cm}} - \vartheta_L}{\vartheta_{3\text{ cm}} - \vartheta_L}\right)_{\text{XII}} = \frac{2,80^\circ\text{C}}{1,54^\circ\text{C}} = \sim \frac{2,0^\circ\text{C}}{1,2^\circ\text{C}} = \left(\frac{\vartheta_{5\text{ cm}} - \vartheta_{10\text{ cm}}}{\vartheta_{5\text{ cm}} - \vartheta_{10\text{ cm}}}\right)_{\text{VI}}$$

Ein ähnlicher Unterschied ist nachts nicht festzustellen. Da für den Wärmeumsatz zwischen Luft und Erdoberfläche überwiegend die Verhältnisse bei Tage maßgebend sind, spielen auch die Nachtwerte für die Festlegung dieses Verhältnisses nur eine geringere Rolle.

Hierdurch wird wahrscheinlich, daß das Verhältnis der Temperaturgradienten im Boden und zwischen Boden und Luft in den verschiedenen Monaten keinen Veränderungen unterworfen ist, es ist daher auch das gleiche für das Verhältnis zwischen dem Monatsmittel der Temperaturdifferenz zwischen Erdoberfläche und Luft und der Temperaturdifferenz zwischen 3 cm Bodentiefe und Luft zu erwarten. Nimmt man für diese Größe den für den Dezember 1921 festgestellten Wert von $\frac{1}{2}$ als allgemein gültig an, so ist für Batavia:

$$(\vartheta_B - \vartheta_L)_M = \frac{1}{2} (\vartheta_{3\text{ cm}} - \vartheta_L)_M.$$

Die nach dieser Gleichung ermittelten Monatsmittel der Bodenoberflächentemperatur ϑ_B sind in Tabelle 16a in Spalte 6 gegeben. Die Werte von $\vartheta_{3\text{ cm}} - \vartheta_L$ gibt Spalte 7 und die von $\vartheta_B - \vartheta_L$ Spalte 8 der gleichen Tabelle. Die Werte von $\vartheta_{3\text{ cm}}$ und ϑ_L sind in den Spalten 5 und 6 der Tabelle 16 enthalten.

Nachdem auf diese Weise die Temperatur der effektiven Oberfläche im Jahresgang ermittelt war, war es möglich, neben den schon erwähnten Werten für die Sonnen- + Himmelsstrahlung auch die Ausstrahlung des Bodens an die Luft zu ermitteln. Diese ist in Spalte 5, Tabelle 16a wiedergegeben. Der zur Berechnung noch erforderliche Dampfdruck in Luft ist in Spalte 7 der Tabelle 16 angeführt. Die Berechnung der Zahlen des Wärmeumsatzes zwischen Boden und Luft und der bei der Verdunstung umgesetzten Wärme wurden nun in der Weise durchgeführt, daß aus der Kurve, die für Sodankylä und die schönen Tage von Potsdam gilt (Abb. 25), und den Monatsmitteln der Temperaturdifferenzen zwischen Erdoberfläche und Luft die Werte der vom Boden an die Luft abgegebenen Wärmemenge bestimmt wurden. Zu diesen Werten von $L_{\Delta\vartheta}$ wurde die bei der Verdunstung der Wildschen Waage verbrauchte Wärmemenge hinzugezählt. Die so berechneten Werte von $L + V$ wurden dann in Beziehung gesetzt zu der anderen Seite der Wärmehaushaltsgleichung die aus den Zahlen für den Strahlungsumsatz, der zur Erwärmung des Niederschlagswassers verbrauchten Wärmemenge und der im Boden umgesetzten Wärmemenge besteht. Damit wurde die Erfüllung der Wärmehaushaltsgleichung in der Form:

$$1d) \quad (S - N_Q + B) \cdot \sigma = L + V$$

geprüft. Die rechte Seite dieser Gleichung wurde in Spalte 11, die linke in Spalte 12 der Tabelle 16a wiedergegeben. Zur Ermittlung der Größe N_Q wurde wieder angenommen, daß 10 mm Niederschlag der Erdoberfläche nicht weniger als 24 cal/cm^2 entziehen. Auf die Tatsache, daß dieser ziemlich einwandfrei berechnete Wert gefühlsmäßig als zu hoch erscheint, wurde bereits auf S. 67 hingewiesen. Für die allgemeinen Verhältnisse hat diese möglicherweise etwas zu große Annahme des in tropischen Gebieten wichtigen Wärmehaushaltsgliedes aber offenbar keine Bedeutung. B (Tabelle 16, Spalte 12) wurde wie gewöhnlich aus den Tautochronen ermittelt. Es zeigt sich bei ihm deutlich, daß der jährliche Gang fast völlig verschwindet, während, wie die Tabelle 16b und das Diagramm e_1 auf Tafel IV zeigen, ein nicht unerheblicher täglicher Gang bestehen bleibt. Die Berechnung der Zahlen für L und V aus diesen Daten fand dann durch Division der Werte der Spalten 9 und 10 der Tabelle 16a durch den Faktor σ der Gleichung 1d statt. Es wurde also gesetzt:

$$L = \frac{L_{\Delta\vartheta}}{\sigma} \quad \text{und} \quad V = \frac{V_{\text{Wild}}}{\sigma}.$$

Die Elemente des Wärmehaushaltes in Batavia sind in Tafel III Diagramm e_1 für den jährlichen und auf Tafel IV Diagramm e_1 für den täglichen Gang graphisch dargestellt. Deutlich erkennt man die Doppelwelle des jährlichen Ganges des Strahlungshaushaltes, der die Verdunstung angenähert folgt. Die verhältnismäßig hohe Verdunstung in der Trockenzeit von Juni bis August wird gleichfalls besonders deutlich. Hier erreicht die an die Luft abgegebene Wärme ihren geringsten Wert. Die 1590 mm Niederschlag in dem betrachteten Jahre können naturgemäß von der Verdunstung, die nur 780 mm beträgt, nicht entfernt werden. Die großen Niederschlagsmengen können schon in den tropischen Küstengegenden daher nur durch Abfluß beseitigt werden.

Eine überschlagsmäßige Rechnung zeigt übrigens, daß die Verdunstung auch in den Gebirgsgegenden kaum über 900 mm/Jahr ansteigen kann. Im Gebirge steht dieser Verdunstungsmenge das Dreifache und mehr an Niederschlag gegenüber. Die Darstellung e_2 auf Tafel III zeigt, daß in der Trockenzeit die Niederschlagskurve nicht unerheblich die der Verdunstung unterschreitet. Hierdurch sind die geschilderten besonders eigenartigen Temperaturverhältnisse in der obersten Bodenschicht zu erklären. Auf die Tatsache, daß in den Tropen nur ein verhältnismäßig geringer Unterschied zwischen der Verdunstung der Wildschen Waage und der tatsächlichen Verdunstung besteht, wurde bereits hingewiesen und diese Erscheinung auch für die Berechnung des Wärmehaushaltes nutzbar gemacht.

Auch der tägliche Gang der Komponenten des Wärmehaushaltes im Dezember 1921 zeigt das nur in den Tropen zu beobachtende kleine Verhältnis zwischen Wärmeumsatz, zwischen Luft und Erdoberfläche gegenüber der Verdunstung. Die im Erdboden umgesetzte Wärmemenge ist dabei keineswegs unerheblich.

Die durch den Niederschlag dem Boden entzogene Wärmemenge ist als recht beträchtlich eingesetzt worden, aber auch wenn sie etwas geringer wäre, würde ihr großer Einfluß auf den tropischen Wärmehaushalt der Regenzeit deutlich werden.

6. Der Wärmehaushalt der Grönlandstation Eismitte.

Als letztes Beispiel dieser Arbeit sei der Wärmehaushalt des Grönländischen Inlandeises berechnet, das von allen bisher behandelten Stationen naturgemäß völlig abweichende Verhältnisse bietet. Die für diese Berechnung nötigen Unterlagen lieferte die Station „Inlandeis“ der Grönlandexpedition Alfred Wegener 1931/32. Sie wurde von Georgi und Sorge im Laufe der ganzen Beobachtungszeit vom 1. August 1931 bis 31. Juli 1932 bedient, so daß ein volles Jahr der Beobachtung zur Verfügung steht. Beobachtet wurde außer den üblichen meteorologischen Daten sowohl die Schneetemperatur und -dichte bis in große Tiefen als auch die Gesamtstrahlung von Sonne + Himmel mit einem Robitzschen Pyranometer. Die Ergebnisse sind in den Wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener 1929 um 1930/31 Band II und IV (65) niedergelegt.

In Tabelle 17 sind die hier interessierenden Zahlen zusammengesetzt. Leider war die Eichung der Robitzschen Pyranometer nicht mit einem geeigneten Kontrollgerät durchgeführt worden, so daß die für die Robitzschregistrierungen angegebenen Strahlungswerte von Sonne + Himmel ganz offenbar sehr viel größer waren als die tatsächlich vorhandenen Strahlungsmengen. Es galt also zunächst eine zweckmäßige Reduktion dieser Werte zu finden. Zu diesem Zwecke wurden die schönen Tage des Juni ausgewählt (4., 10. und 11. Juni 1931) und die in der Tabelle der Strahlung von Sonne + Himmel in Eismitte in Bd. III der Veröffentlichung angegebenen Stundenmittel der Strahlung nach der Sonnenhöhe geordnet. Das Ergebnis zeigt die Abb. 36. Diesem Werte wurden die Zahlen gegenübergestellt, die Lipp (68) mit einem sorgfältig verglichenen Ängströmschen Pyranometer auf der Zugspitze in gleicher Höhe erhalten hatte. Für die in 3000 m Höhe gewonnenen Werte von Lipp sind zwei Kurven gezeichnet, deren obere die Strahlungswerte bezeichnet, die erhalten wurden, wenn der Zugspitzgipfel von einer geschlossenen Wolkendecke umgeben war. Ähnlich hohe Werte müssen auch über dem Inlandeis von Grönland angenommen werden, da in der Schneedecke des Inlandeises eine Unterlage ähnlich hoher Albedo vorliegt. Wegen des noch erheblich geringeren Wasserdampfgehaltes in Grönland gegenüber der Zugspitze kommt zu diesen Lippischen Zahlen noch ein Zuschlag von 2%. Hiernach beträgt die an den Zahlen von Georgi anzubringende Korrektur, wenn man sie aus den Zahlen für 30° Sonnenhöhe berechnet, $880/1600 = 55\%$ (69).

Von großer Wichtigkeit für die Messungen auf dem Eise ist natürlich die Annahme der richtigen Albedo. Hierüber sind noch keine Veröffentlichungen von Georgi bekannt geworden. Aus diesem Grunde mußte auf die Albedomessungen von anderer Seite zurückgegriffen werden. Nach den Untersuchungen von Thams (70) in Davos, die kürzlich erschienen sind, liegt die Albedo von Schnee zwischen 60% bei altem und 85% bei ganz frisch gefallenem Schnee. Bei den tiefen Temperaturen des Inlandeises ist mit einer derartig feinen Struktur des Schnees zu rechnen, daß Albedowerte zwischen 75 und 82% anzunehmen sind. Da zu vermuten ist, daß auch bei tiefen Temperaturen eine Zunahme der Lagerungsdichte des Schnees durch Vergrößerung seiner Pressung durch Windwirkung (Schneefegen) zu erwarten ist, wurde versucht, die Anzahl der Tage mit Niederschlag mit der Albedo des Schnees in Zusammenhang zu bringen, indem die höchste Albedo mit der größten Anzahl von Terminen, an denen Niederschlag gefallen war, in Zusammenhang gebracht wurde. Die Albedo und die Anzahl der Niederschlagstage sind in den Spalten 5 und 6 der Tabelle 17a wiedergegeben. Es sei hier besonders darauf hingewiesen, daß bei Annahme einer größeren Albedo auch eine größere Zu- strahlung von Sonne + Himmel eingesetzt werden könnte, ohne daß sich der Strahlungsumsatz der Schneeoberfläche änderte. Eine größere Zu- strahlung würde dann eintreten, wenn der höhere Wasserdampfgehalt über der Zugspitze sich doch für die Absorption der kurzwelligen Strahlung noch als wirksamer erweisen

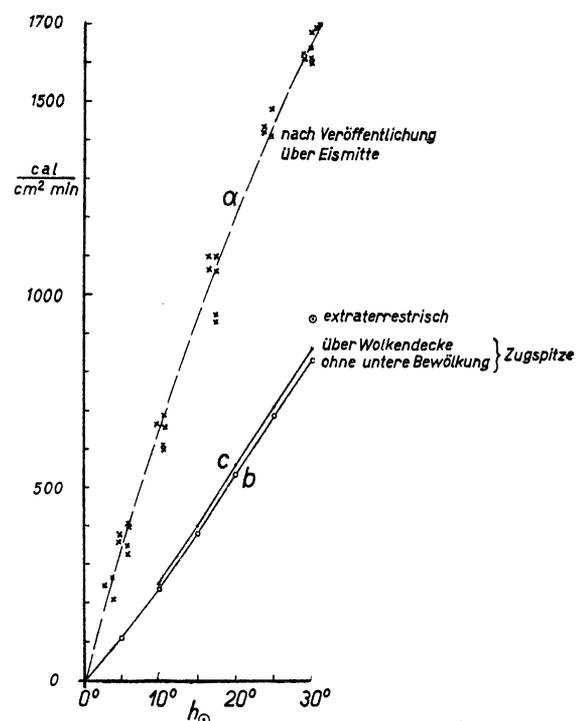


Abb. 36. Reduktionen der Messungen der Strahlungsintensität von Sonne + Himmel für Eismitte.

Tabelle 17. Eismitte 1930/31.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	$\frac{J+D}{\Sigma(J+D)}$	w	ϑ_L	$\vartheta_{10\text{cm}}^L$	ϑ_B	R_L	e_L	N	v	S	B	L	V	V
	%	%	°C	°C	°C	%	mmHg	mm	m. p. s.	cal/cm ² Monat				mm
1931 I	—	(6,6)	—41,7	—43,7	—44,0	80	0,104	53	4,77	— 2 080	—173	— 1808	— 99	— 1,38
II	I	(4,9)	—47,3	—49,0	—49,2	77	0,058	19	3,97	— 1 796	—100	— 1620	— 76	— 1,05
III	6	5,4	—39,4	—40,4	—40,5	78	0,114	33	5,66	— 1 010	24	— 990	— 44	— 0,62
IV	11	6,0	—31,0	—30,9	—30,9	81	0,308	13	5,34	90	150	— 16	— 44	— 0,66
V	18	6,0	—20,1	—19,3	—19,2	86	0,71	8	4,23	1 070	258	736	76	1,09
VI	20	5,4	—15,3	—14,4	—14,2	84	1,08	13	3,94	1 700	286	984	430	6,16
VII	19	7,7	—10,8	—10,9	—10,5	88	1,73	16	4,24	1 310	194	704	412	6,00
1930 VIII	15	(6,2)	—17,7	—17,7	—16,9	84	1,00	36	3,73	750	44	768	— 62	— 0,96
IX	8	5,3	—22,1	—22,6	—22,6	84	0,60	22	4,91	— 1 240	—107	— 996	—137	— 1,95
X	2	5,4	—35,6	—36,6	—36,7	80	0,176	43	4,41	— 2 021	—201	— 1 739	— 81	— 1,13
XI	—	5,2	—43,1	—44,6	—44,8	79	0,094	43	4,17	— 2 160	—196	— 1 886	— 78	— 1,09
XII	—	5,7	—38,8	—40,3	—40,5	78	0,140	86	6,14	— 2 160	—179	— 1 859	—122	— 1,71
										+ 4 920	+956	+ 3 192	+918	+13,25
										—12 467	—956	—10 914	—743	—10,55
								385		— 7 547	±000	— 7 722	+175	+ 2,70

Tabelle 17a.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Monat	(J+D)	(J+D) _a	0,95 A	Ter- mine mit *	a	G	$\sigma\vartheta_B^4$	$\vartheta_B - \vartheta_L$	$E_B - e_L$	$(E_B - e_L) \cdot \frac{V}{\Delta e}$	$Q_s + Q_v$	$\frac{S - B - V}{V}$	$0,4 \cdot \frac{\Delta\vartheta}{\Delta e}$
	cal/cm ² Monat				%	mcal/cm ² min		°C	mm	mm/Tag	cal/cm ²		
I	—	—	2080	38	—	187	227	—2,3	—0,036	—0,046	716	18,22	25,60
II	1 137	284	2080	24	75	157	207	—1,9	—0,031	—0,035	720	21,20	24,60
III	6 830	1230	2340	42	82	186	242	—2,1	—0,014	—0,021	715	22,60	60,02
IV	12 500	2750	2660	53	78	219	283	0,1	—0,016	—0,022	709	0,50	2,5
V	20 500	4310	3240	37	79	265	243	0,9	0,030	0,036	701	9,52	12,0
VI	22 750	5440	3740	31	76	280	370	1,0	0,190	0,205	698	2,28	2,1
VII	21 600	3880	2570	41	82	330	392	0,3	0,170	0,192	694	1,71	0,7
VIII	17 000	3910	3260	32	77	278	351	0,8	—0,030	0,032	699	—14,3	—10,6
IX	9 100	2000	3240	33	78	248	320	—0,5	—0,050	—0,065	702	7,29	4,0
X	2 280	479	2500	37	79	198	258	—1,1	—0,030	—0,037	712	21,62	14,68
XI	—	—	2160	18	—	172	225	—1,7	—0,035	—0,036	717	25,24	19,41
XII	—	—	2120	25	—	190	241	—1,7	—0,037	—0,057	714	15,22	18,39

sollte, als hier angenommen wurde, einen größeren Albedo dann, wenn der Zustand des Schnees bei den tiefen Temperaturen des Inlandeises doch zu einem höheren Rückstrahlungsvermögen Veranlassung geben sollte. Es ist aber, wie gesagt, anzunehmen, daß sich beide Erscheinungen wieder zu ganz ähnlichen Werten für den von der Schneeoberfläche aufgenommenen wirksamen Anteil der Strahlung kompensieren werden, wie er in Spalte 3 der Tabelle 17a unter $(I + D)_a$ angegeben wurde.

Zur Bestimmung der Ausstrahlung der Schneeoberfläche ist zunächst die Ermittlung der Gegenstrahlung von Wichtigkeit. Hierbei mußte eine Entscheidung zwischen den Formeln von Ångström und Mosby getroffen werden. Es wäre an sich möglich, daß auch für das Grönländische Inlandeis die Formel von Mosby zuträfe. Leider hatten im Winter keine Registrieraufstiege stattgefunden, durch die ein Aufschluß über das Bestehen oder Nichtbestehen der Inversion über dem Inlandeis zu erreichen gewesen wäre. Soweit Aufstiege im Sommer und Herbst vorliegen, lassen sie allerdings den Schluß zu, daß eine so mächtige Inversion wie über den tief gelegenen arktischen Gebieten über dem Inlandeis nicht besteht. Dies ist bei der starken Durchmischung der Atmosphäre infolge der häufigen hohen Windgeschwindigkeiten auch nicht zu erwarten. Bei dem Fehlen einer solchen Inversion ist aber die Ausstrahlungsformel von Mosby nicht als gültig anzusehen. Es wurde daher die Formel von Ångström für die Berechnung der Gegenstrahlung benutzt. Die Gegenstrahlungswerte sind infolge des geringen Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre und den tiefen Temperaturen außerordentlich gering. Auch die Ausstrahlung der Bodenoberfläche ist nur recht klein. Gegenstrahlung und Ausstrahlung sind in den Spalten 7 und 8 von Tabelle 17a wiedergegeben und zwar, um einen leichten Vergleich mit den üblichen Strahlungswerten zu geben in mcal/cm²min. Alle übrigen Daten wurden, soweit sie für den Wärmehaushalt wichtig sind, wie überall in dieser Arbeit, in cal/cm²Mon. angegeben. Die Bodentemperaturen wurden bei diesen Rechnungen gemäß den Messungen und Schätzungen

von Georgi eingesetzt (vgl. Sorge a. a. O. S. 233). Lediglich in den Monaten Juli bis September wurde von seinen Schätzungen abgewichen und für die Temperaturen der Erdoberfläche etwas höhere Werte angenommen, die dem Verhältnis der an die Luft abgegebenen Wärme zu der bei der Verdunstung verbrauchten (also $L/V = 0,4 \frac{\vartheta_B - \vartheta_L}{E_B - e_L}$) besser zu entsprechen schienen. Da es sich hierbei ohnehin um geschätzte Zahlen handelte, erschien diese Maßnahme als berechtigt. Die als Differenz zwischen Gesamtbodenausstrahlung und Gegenstrahlung zu berechnende tatsächliche Wärmeausstrahlung des Bodens ist in Spalte 4 der Tabelle 17a wiedergegeben.

Die Berechnung des Wärmeumsatzes in der Schneedecke bot keine Schwierigkeiten, da alle notwendigen Temperaturberechnungen und Dichtebestimmungen und demzufolge auch die Messungen der Wärmekapazität bereits von Sorge vollkommen gelöst waren. Die Werte der Dichte und Wärmekapazität wurden nach den Angaben von Sorge (a. a. O. S. 133) berechnet. In Abb. 37 sind die Temperaturen als Taurochromen für den ersten Tag eines jeden zweiten Monats in ihrem Zusammenhang mit der Tiefe dargestellt. Sie sind in der Auswertung von Sorge als Tagesmittel in Abständen von je 1 m in ihrer Abweichung vom Jahresmittel angegeben. Jede Tiefe kann als charakteristisch für eine Schicht von 1 m Stärke, die nach oben und unten je 50 cm weit reicht, angenommen werden. So ist beispielsweise die Tiefe von 1 m

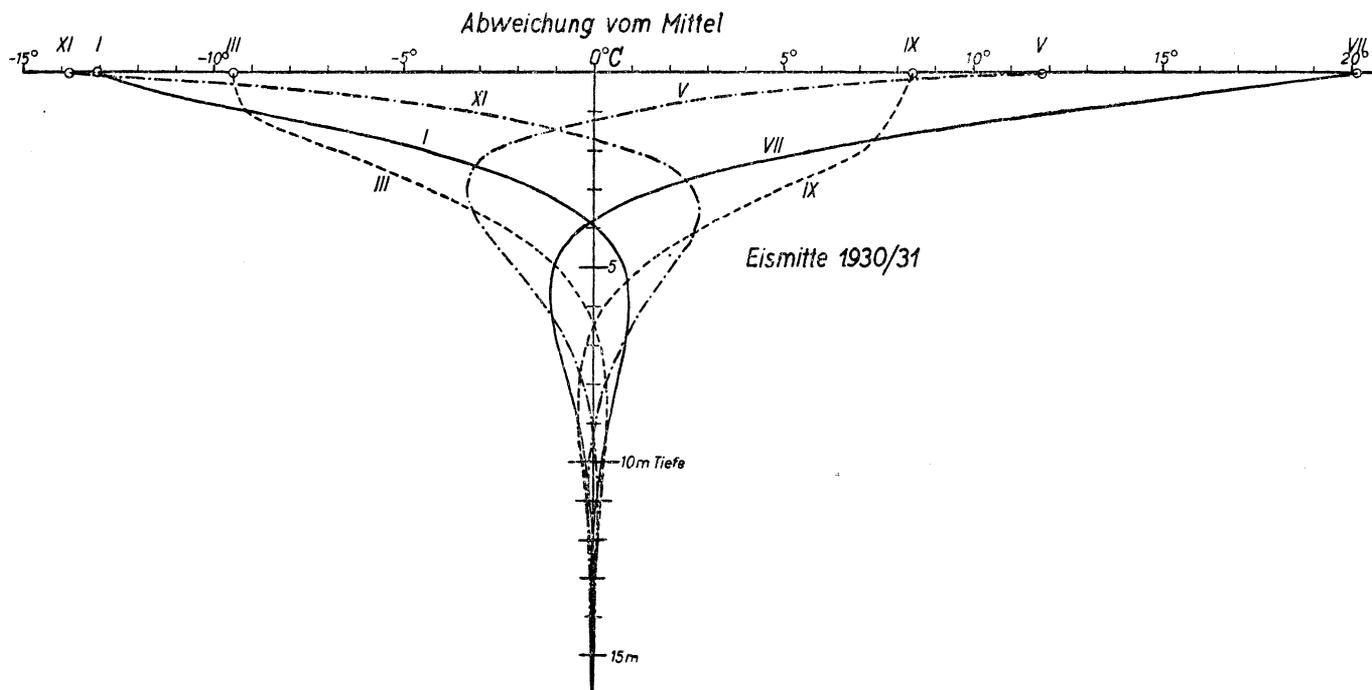


Abb. 37. Die Taurochromen der Firntemperaturen am 1. jeden zweiten Monats an der Station Eismitte nach Sorge.

charakteristisch für die Schicht von 0,50—1,50 m usw. Für die oberste Schicht von 0,0—0,5 m wurde graphisch aus den völlig ausgeglichenen Kurven Sorges für die Temperaturen in 50 cm Tiefe und den tatsächlichen Oberflächentemperaturen der Spalte 6 die Temperaturen ermittelt und mit dem Wärmekapazitätswert $c = 0,165 \text{ cal/cm}^3 \text{ grad}$ der Wärmeumsatz dieser Schicht berechnet. Als Temperaturen wurden die von Sorge angegebenen Mitteltemperaturen der Monate genommen, so daß sich die Temperaturdifferenzen auf die Zeiten vom 15. zum 15. eines jeden Monats bezogen. Sie wurden graphisch auf die Monatsmittel der Wärmeumsätze zurückgeführt. Das Ergebnis dieser Berechnung der Wärmeaufnahme des Schnees ist in der Spalte 12 der Tabelle 17 enthalten, in der der Wärmeumsatz in der Schneedecke unter „B“ angegeben ist.

Die Berechnung von L und V geschah zunächst durch Bestimmung der Dampfdruckdifferenzen $E_B - e_L$ zwischen Schneeoberfläche und Luft, wobei für die Schneeoberfläche selbstverständlich der Dampfdruck über Eis genommen wurde. Dann wurde nach der Sverdrupschen Formel aus der Differenz $E_B - e_L$ und der Windgeschwindigkeit die Gesamtverdunstung berechnet und diese Zahlen mit $p_0/p = 760/550$ multipliziert. Das so erhaltene Ergebnis wurde in mm/Monat ausgedrückt und ist in Spalte 11 der Tabelle 17a enthalten. Multipliziert man diese Zahlen mit den sich mit der Temperatur nicht unerheblich ändernden Werten der Verdampfungswärme + Schmelzwärme, Spalte 12, Tabelle 17a, so erhält man die in Spalte 14, Tabelle 17, angegebene Verdunstungswärme der Schneeoberfläche und man kann L in der bekannten Weise als Restglied berechnen.

Außer dieser Berechnungsweise war noch eine weitere möglich. Indem man nämlich das Verhältnis von $L/V = 0,4 \frac{\vartheta_B - \vartheta_L}{E_B - e_L}$ bildet und dann ähnlich der zuletzt in Batavia durchgeführten Weise aus $S - B = L + V$ und L/V die Einzelwerte von L und V ermittelt.

Um beide Methoden in ihrem Ergebnis miteinander vergleichen zu können, wurde der Quotient L/V , der auf dem ersten Weg erhaltenen Werte von L und V aus der Spalte 13 und 14 der Tabelle 17 in Spalte 13 der Tabelle 17a den Werten von $0,4 \frac{\vartheta_B - \vartheta_L}{E_B - e_L}$, die ebenfalls L/V ergeben müssen, gegenübergestellt.

Letztere sind in Spalte 14 der Tabelle 17 wiedergegeben. Das Ergebnis ist ein sehr befriedigender weitgehender Parallelgang beider Größen. Die Beziehung zwischen der zwischen Boden und Luft umgesetzten Wärme und der Temperaturdifferenz zwischen Schneedecke und Luft ist in Abb. 38 gegeben. Sie fällt naturgemäß in die gleiche Größenordnung, wie alle übrigen hierfür gefundenen Zahlen.

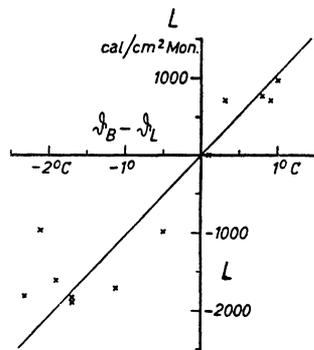


Abb. 38. Zusammenhang der Temperaturdifferenz zwischen Schneedecke und Luft mit der zwischen Boden und Luft umgesetzten Wärme.

Das Diagramm des Wärmeumsatzes des Inlandeises (Tafel III, Diagramm f_1) zeigt gegenüber allen anderen Stationen außerordentlich kleine Wärmeumsätze. Auffällig ist besonders der verhältnismäßig große Wärmeumsatz zwischen Luft und Schneeoberfläche, wobei die Luft im Jahresmittel stark an Wärme verliert. Auch der Strahlungsumsatz zeigt hier zum ersten und einzigen Male im Jahresmittel einen negativen Wert.

Die Jahresverdunstung liegt nur unwesentlich unter dem von Sorge geschätzten Wert von 15 mm bei 13,25 mm. Hierzu kommen aber noch die Verdunstungen im August und wohl auch im September, die in der Hütte anscheinend durch die Kondensation nicht in genau gleicher Weise, sondern etwas unvollkommener wiedergegeben werden. Die Verdunstung wird um das Vielfache von dem Niederschlag überstiegen, der in der Tabelle 17 in Spalte 9 wiedergegeben ist. Die Niederschlagswerte wurden Messungen der Schneehöhe an Schneepegeln entnommen, deren Daten von Kurt Wegener in dem Band IV, 2 des Expeditionswerkes angegeben sind. In dieser Arbeit befinden sich auch verschiedene den Wärmehaushalt angehende Überlegungen dieses Verfassers.

Die Schneepegelmessungen zeigen eine Erhöhung der Schneedecke im Laufe des betrachteten Jahres in Eismitte von 113 cm. Mit der Schneedichte, die Sorge an der Oberfläche zu 0,334 gemessen hat ergibt sich daraus für ein Jahr die beträchtliche Niederschlagsmenge von über 350 mm, die auch Kurt Wegener angibt (a. a. O. S. 113). Dieser ganz unerwartet hohen Zufuhr von Schnee durch Niederschlag gegenüber erweist sich sowohl die Verdunstung als auch die Kondensation auf der Schneeoberfläche entsprechend den hier durchgeführten Rechnungen, die mit den Wegenerschen Überlegungen zusammentreffen (a. a. O. S. 112), als völlig unbedeutend. Die Verdunstung und die Kondensation wurden daher in der Darstellung f_2 der Tafel III in dem zehnfachen Maßstab des Niederschlagsdiagramms wiedergegeben.

Die bei der Kondensation dieser Niederschlagsmenge freiwerdende Wärmemenge beträgt mehr als 23000 cal/cm² Jahr. Sie bildet den größten Teil der Wärmezufuhr für die Luft über dem Inlandeisgebiet. Mehr als ein Drittel dieser Wärmemenge wird als Wärmezufuhr L aus der Luft an den Boden (Spalte 13, Tabelle 17) abgegeben, während zwei Drittel an der Wolkenoberfläche und der oberen Emissionsschicht ausgestrahlt wird.

IV. Folgerungen und Ergebnisse.

1. Die bei den einzelnen Stationen notwendigen Ergänzungen.

Die Untersuchungen dieser Arbeit haben gezeigt, daß keine einzige der benutzten Stationen ein vollständiges Material zur Berechnung des Wärmehaushaltes zu liefern vermochte. So fehlten bei allen Leuchtturmstationen Beobachtungen von Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit in der Höhe des Anemometers oder wenigstens der oberen Turmplattform. Im einzelnen wurden weiter bei den englischen Leuchtturmstationen, die noch die vollständigsten Beobachtungsdaten veröffentlichten, vor allem genauere Angaben über die Wassertemperaturen vermißt, die nur in ganzen Graden für den ungefähren Meeresteil auf einer Monatskarte veröffentlicht waren. Mittelwerte dieser Wassertemperaturen mußten schließlich erst einer älteren Arbeit entnommen werden. Bei Discovery Oostbank fehlen die Bewölkungsschätzungen und die Luftfeuchtigkeit, bei Key West die Werte der relativen Sonnenscheindauer. Die Messungen des Sakrower Sees leiden darunter, daß Registrierungen der Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit über der Seeoberfläche

nicht stattfinden konnten, wobei allerdings wegen der bewaldeten Ufer einwandfreie Bestimmungen dieser Größen an dem Rande des Sees kaum möglich wären.

Als noch wesentlich unvollständiger erwiesen sich gewöhnlich die Daten der Landstationen. Z. B. fehlte bei der Station Potsdam in den früheren Jahren jede Beobachtung über die Verhältnisse an der Schneeoberfläche und es wurden die Messungen auf einem künstlich schnee- und vegetationsfrei gehaltenem Sandfeld angestellt, durch das, wie gezeigt (S. 45), Verfälschungen der Oberflächentemperatur veranlaßt wurden. In allen übrigen Landstationen fehlte die obere Meßstelle, die zur unmittelbaren Bestimmung der Temperatur- und Feuchtegradienten eigentlich erforderlich wäre. Um trotzdem die Ermittlung des Wärmehaushaltes überhaupt durchzuführen, mußte auf die in Potsdam und über dem Meere beobachteten Zusammenhänge zwischen dem Temperatursprung an der Oberfläche und dem Wärmeumsatz zwischen Erde und Luft zurückgegriffen werden, die nur für den Verdunstungskessel in Potsdam und die Station Inlandeis nachgeprüft werden konnten. Sehr störend erwies sich in Batavia das Fehlen von Messungen der Oberflächentemperatur.

Lediglich die bereits auf die Feststellung des Wärmehaushaltes an sich abgestellten Untersuchungen in der Wüste Gobi und auf der Maudexpedition hatten wenigstens den größten Teil aller erforderlichen Daten gesammelt, wenn auch das Fehlen gleichzeitig mit den Wärmehaushaltsmessungen angestellter Gradientmessungen auf der Maud etwas störte.

Es ist erforderlich, an dieser Stelle etwas über die Genauigkeit der hier errechneten Werte für die Komponenten des Wärmehaushaltes zu sagen. Für alle formelmäßigen Erfassungen der Einzelkomponenten des Wärmehaushaltes, also des Strahlungsumsatzes, der Verdunstung bei den Meeresstationen, des Wärmeumsatzes bei den Festlandsstationen muß man eine Genauigkeit von 5—10% annehmen. Ebenso kann das Verhältnis des Gradienten für Luftfeuchtigkeit und -temperatur nach der Höhe und der Wärmeumsatz zwischen Erde und Luft aus den Temperatursprung an der Erdoberfläche kaum mit einer höheren Genauigkeit bestimmt werden.

Diese zunächst gering erscheinende Genauigkeit wird aber dadurch wesentlich vergrößert, daß die gewonnenen Werte der Wärmehaushaltsgleichung genügen müssen. In diesem Sinne ist die bei allen Meeresstationen gefundene Erfüllung eines fast linearen Zusammenhanges zwischen dem Temperatursprung an der Wasseroberfläche und dem Wärmeumsatz zwischen Wasser und Luft als eine nachträgliche Kontrolle der Rechnung anzusprechen. In gleicher Weise gelang die Kontrolle der Rechnungen auch bei dem eben genannten Wärmehaushalt des Verdunstungskessels (Tab. 11 a) und des Inlandeises (Tab. 17), bei denen eine Komponente überbestimmt war. Diese Kontrolle wirkt sich gerade in den Übergangszeiten, in denen der Strahlungsumsatz kleine Werte annimmt, als ein außerordentlich empfindliches Kriterium über eine unrichtige Annahme für die eine oder die andere Komponente des Wärmehaushaltes aus. Es ist daher kaum anzunehmen, daß die Ungenauigkeit der hier rechnerisch bestimmten Größen bei sorgfältiger Abwägung aller die einzelnen Komponenten bestimmten Daten größer als 5% des Höchstwertes des Strahlungsumsatzes wird. In den Übergangszeiten dürfte sie noch wesentlich unter diesem Wert liegen.

Die Nichtveröffentlichung oder auch Nichtbeobachtung wichtiger klimatologischer Daten in dem vorliegenden Material gaben unnötigerweise Veranlassung zu mehr oder weniger umständlichen Hilfsrechnungen. Es seien im folgenden daher die Forderungen für eine mit einfachen Geräten arbeitende klimatologische Station des Wärmehaushaltes auf See und an Land zusammengestellt.

2. Die Beobachtungselemente einer klimatologischen Wärmehaushaltsstation für die Meeresoberfläche.

Für die Wärmehaushaltsuntersuchungen der Meeresoberfläche über längere Zeiten kommen nur Leuchttürme und Feuerschiffe in Frage. Notwendig sind unter allen Umständen Beobachtungen der Windgeschwindigkeit, der Temperatur der Wasseroberfläche und der Luft, sowie der Luftfeuchtigkeit. Letztere finden zweckmäßig nicht nur in der Höhe von einigen Metern über Grund in der normalen Hütte, sondern auch, wenn es sich irgend durchführen läßt, in der Höhe der Plattform des Turmes nicht weit unterhalb des Anemometers statt. Erforderlich ist es, daß nur ein kleiner täglicher Gang der Lufttemperatur in der Höhe des Turmes zu beobachten ist. Diese Kleinheit des täglichen Ganges ist ein Kriterium der Geringfügigkeit des Festlandeinflusses der den Leuchtturm tragenden Insel. Für die Bestimmung der Temperatur der Wasseroberfläche muß das an Schiffen übliche Schöpfverfahren natürlich unter möglicher Ausschaltung von Bestrahlungsfehlern genügen.

Zur Ermittlung des Strahlungsumsatzes ist die Schätzung der Bewölkung und die Registrierung der Sonnenscheindauer unerlässlich.

Die Veröffentlichung der Ergebnisse muß die Monatsmittel der Windgeschwindigkeit, der Wasseroberflächentemperatur, der Lufttemperatur über Grund und möglichst auch an der Turmspitze und des Dampfdruckes ebenfalls in beiden Höhen enthalten. Die Mittel der Dampfdrucke müssen aus den Einzelwerten von Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit an den Terminen berechnet sein. Mindestens für die Lufttemperatur und die Bewölkung sind hierbei die Werte an den drei Terminen anzugeben. Die Sonnenscheindauer ist im mittleren täglichen Gang während eines jeden Monats nach Stunden geordnet anzugeben.

Bei der Beobachtung von Feuerschiffen aus fehlt naturgemäß die Registrierung der Sonnenscheindauer. An ihrer Stelle muß eine Aufteilung der Bewölkungsschätzung in hohe und mittlere + untere durch Schätzung des Zirrusanteiles treten. Die Messungen der Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit können der Einfachheit halber auf der Brücke oder an Deck stattfinden. Auch hier ist eine zweite Anemometerregistrierung der Windgeschwindigkeit mit Kontaktanemometern in gleicher Höhe wie die Temperaturmeßgeräte anzuordnen.

Die Feststellung der Komponenten des Wärmehaushaltes geschieht dann durch die Berechnung der Größen von S und V durch die Formeln 2—5 und 9. Für S werden hierbei gebraucht: die Daten für die Sonnenhöhe, die Bewölkung und die Sonnenscheindauer, sowie für die Lufttemperatur, den Dampfdruck und die Windgeschwindigkeit. Das Verhältnis L/V wird nach der Formel 6 aus dem Verhältnis des Temperatur- zum Dampfdruckgefälle bestimmt und hieraus L, die zwischen Luft und Oberfläche umgesetzte Wärme aus der Gleichung $L = (L/V) \cdot V$ ermittelt. Die im Meere umgesetzte Wärmemenge wird schließlich als Restglied der Wärmehaushaltsgleichung durch $W = S - L - V$ berechnet.

3. Die Beobachtungselemente einer klimatologischen Wärmehaushaltsstation des Festlandes.

An einer Festlandsstation ist ebenso wie an der Meeresstation von den üblichen meteorologischen Beobachtungen die der Oberflächentemperatur, der Lufttemperatur und der Luftfeuchtigkeit in der Höhe von 2 m, sowie der Bewölkung und der Sonnenscheindauer auszuführen. Darüber hinaus müssen hier auch Registrierungen der Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit in etwa $\frac{1}{4}$ m über der Erdoberfläche durchgeführt werden, die mit einem zweckmäßig unter einem Holzdach aufgestellten Thermographen und Hygrographen (mit horizontalem Haarbündel) angestellt werden. Das Bimetall des Thermographen muß hierbei in gleicher Höhe wie das Haarbündel liegen. Die Kontrolle kann durch Vergleiche mit einem Aspirationspsychrometer erfolgen.*) Außerdem sind fortlaufende Messungen der Bodentemperatur unerlässlich. Diese Messungen müssen entweder an sechs über den ganzen Tage gleichmäßig verteilten Terminen durch Augenbeobachtungen oder durch Fernregistrierungen, für die es jetzt auch mechanische Alkoholthermometer gibt, ausgeführt werden. Hierfür reicht die Registrierung in 1, 10, 20 cm Tiefe aus. Augenbeobachtungen sind in 5 cm Tiefe erwünscht. Für die größeren Tiefen genügen unter allen Umständen Ablesungen zu drei Terminen täglich in 50 und 100 cm und in 2, 4 und 6 m Tiefe eine einmalige tägliche Ablesung.

Die Messungen der Oberflächentemperatur müssen in der Zeit der Schneebedeckung des Bodens an der Oberfläche der Schneedecke erfolgen. Hierzu werden zweckmäßig kleine Quecksilber- oder Alkoholthermometer benutzt. Außerdem müssen unter der Schneedecke die etwa vorhandenen Registrierungen in 1, 10 und 20 cm Bodentiefe fortgesetzt werden. Bestehen nur Einrichtungen für Augenbeobachtungen, so müssen bereits in der schneefreien Zeit vorbereitete Einsatzthermometer verwendet werden, die die möglichst ungestörte Schneedecke bis zur Erdoberfläche bzw. bis zu 10 cm darunter durchdringen. Die üblichen Messungen der Schneedichte sind unerlässlich.

Registrierungen des Robitzschen Pyranometers und Kontrollmessungen zu den Terminen mit einem Strahlungsumsatzmesser mit Quecksilberthermometern, für den auch eine Meßmethode ohne Heizung möglich ist, sind erwünscht. Die Windgeschwindigkeit und der Niederschlag müssen zur Ergänzung der meteorologischen Elemente natürlich mitgemessen werden.

Der Gang der Rechnung hat den Strahlungsumsatz nach Gleichung 3 und den Wärmeumsatz im Boden B durch Ermittlung der Tautochronendifferenzen im täglichen Gang zu ermitteln. Desgleichen auch L und V aus den Gleichungen $S - B = L + V$ und $L/V = a \frac{\Delta \vartheta_L}{\Delta e_L}$. Die mittleren Monatsgänge ergeben zusammengestellt den jährlichen Gang.

*) Die Beseitigung der Strahlungseinflüsse geschieht hierbei praktisch am einfachsten durch einen, demnächst zu beschreibenden, ringförmigen Sonnenschirm.

4. Zusammenstellung der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit.

1. In der hier durchgeführten Untersuchung wurde der Wärmehaushalt von 12 über die Erde verteilten in verschiedenen charakteristischen Klimagebieten liegenden Stationen berechnet. Die Verteilung der Stationen gibt die Abb. 39.

2. In der Untersuchung des Wärmehaushaltes des Meeres bei den Scilly-Inseln (Tabelle 5), bei den Shetland-Inseln (Tabelle 7) und in der Floridastraße (Tabelle 9) stellte sich heraus, daß im jährlichen Gang vom Meere wesentlich mehr Wärme abgegeben wurde, als aufgenommen wurde. Der Unterschied betrug mit etwa $10 \text{ Kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ bei den Scillys etwa ein Drittel, und bei den Shetland-Inseln mit $14 \text{ Kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ etwa die Hälfte der abgegebenen Wärme, während in der Floridastraße sogar $20 \text{ Kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ abgegeben werden. Diese große Wärmeabgabe des Meeres, die nur auf dem Wege der Berechnung der Komponenten des Wärmehaushaltes festgestellt werden kann, entspricht der Wirkung des Golfstromes, in dem alle drei Meeresstationen liegen. Für den Wärmehaushalt dieser Meeresströmung muß aus diesen Ergebnissen gefolgert werden, daß seine hauptsächliche Wärmeaufnahme bereits in seinem Ursprungsgebiet im Karibischen Meer erfolgt und daß er auf seinem Wege von der Floridastraße bis Europa ständig Wärme an die Luft abgibt. Die starke Zusammendrängung des Golfstromes in der Floridastraße gerade an der Stelle der größten Wärmeabgabe, hat zur Folge, daß der gesamte Wärmeverlust dort so gering bleibt, daß die Strömung eine besonders große Wärmemenge nach höheren Breiten verfrachten kann. Hierin unterscheidet sich der Golf-

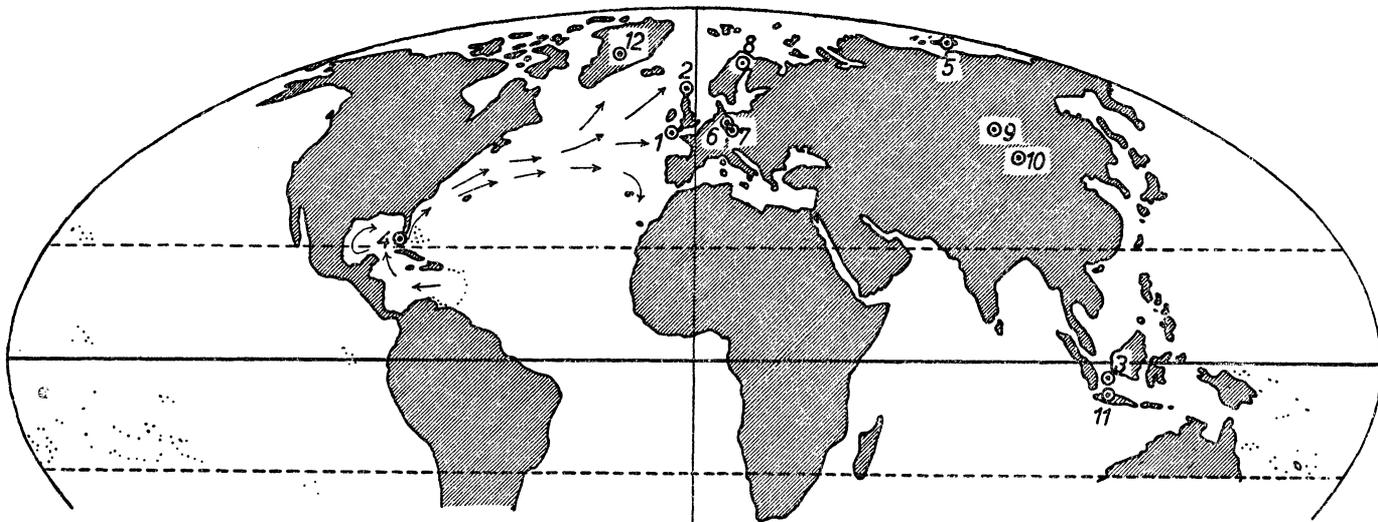


Abb. 39. Die Verteilung der hier berechneten Stationen über die Erde.

strom von den entsprechenden Strömungen in anderen Ozeanen, die diese Zusammendrängung durch eine andere Küstengliederung nicht erfahren.

3. Die Verdunstung der Meeresoberfläche zeigt einen starken jährlichen Gang mit einem Minimum im Sommer und einem Maximum im Herbst und Winter. Die an die Luft in latenter Form abgegebene Wärme ist dabei um ein Vielfaches größer als die durch den Austausch unmittelbar an die Luft abgeführte Wärme. Die ausgleichende Wirkung des Meeres auf die leewärts der Hauptluftströmungen gelegenen Kontinentalgebiete dürfte daher im wesentlichen darin zu suchen sein, daß die Atmosphäre über den meeresnäheren Gebieten auch im Winter durch die Kondensation erheblicherer Mengen von Niederschlagswasser erwärmt wird. Das hierfür erforderliche Niederschlagswasser kann nur durch die starke winterliche Verdunstung des Meeres in die Atmosphäre gelangen, da eine nennenswerte eigene Bodenverdunstung über den Kontinenten im Winter nicht stattfindet. Das nach dem Innern der Kontinente hin wachsende Maß der „Kontinentalität“ hängt demnach vor allem mit dem Abnehmen des Winterniederschlages nach dem Innern der Kontinente hin zusammen.

4. Der Wärmehaushalt der Luft über dem Meere wird ebenfalls hauptsächlich durch die bei der Verdunstung an die Luft abgegebene latente Wärme bestimmt. Hierfür bedeutet das Ausfallen des Niederschlagswassers eine Wärmezufuhr für die Luftmassen, die über den betrachteten Ort ziehen.

Die Tatsache, daß die Niederschlagsmenge in den mittleren und auch höheren Breiten bei einem ähnlichen jährlichen Gang die Verdunstung weit überschreitet, ist ein Zeichen dafür, daß der Luft aus niederen Breiten in latenter Form erhebliche Wärmemengen zugeführt werden. Hierbei müßte also für die Differenz Niederschlag minus Verdunstung an einer Station niedriger Breite und für den Niederschlag an einer Station

höherer Breite, wenn eine vorherrschende Luftbewegung von der ersten nach der zweiten Station besteht, auch eine gewisse Ähnlichkeit des Jahresganges beider Elemente bestehen. Leider liegen die Untersuchungen der Inselstationen in niederen Breiten über dem Atlantik noch nicht vor, denn Key West läßt sich zu derartigen Berechnungen nicht verwenden, weil sein Niederschlag gegenüber den mittleren Verhältnissen des Atlantik auf seiner Breite viel zu hoch ist.

Für die Tropenstation im Indischen Ozean zwischen den großen Sunda-Inseln (Discovery Oostbank) wurde festgestellt, daß die Verdunstung mit 120 cm im Jahre noch wesentlich den Niederschlag mit 150 cm unterschreitet. Diesen 30 cm Niederschlagsüberschuß entspricht eine Wärmezufuhr zu der Atmosphäre über den Tropen in latenter Form von $17,5 \text{ Kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$. Diese Wärmezufuhr kann nur aus den Passatgebieten stammen, wo die Verdunstung erheblich den Niederschlag überschreitet. Es findet also über dem Meer nicht nur eine Heizung der Luft in höheren Breiten, sondern auch über dem Äquator durch die Wärmemengen statt, die über dem Passatgebiet in latenter Form an die Luft abgegeben werden.

6. Es muß in diesem Zusammenhange auf den unmittelbaren Wärmeumsatz zwischen Luft und Wasseroberfläche eingegangen werden. Diese Wärme zeigt überall einen ausgesprochenen jährlichen Gang. Ihre Werte sind an einer Station durchaus dem mittleren Temperatursprung an der Wasseroberfläche proportional. Außerhalb der Tropen fällt das Maximum der Wärmeabgabe auf den Winter, das Minimum auf den Sommer, weil im Sommer die Lufttemperatur häufig höher als die Wassertemperatur wird. Die unmittelbar zwischen Wasseroberfläche und Luft umgesetzten Wärmemengen sind stets nur ein Bruchteil der zur Verdunstung verbrauchten. Der unmittelbaren Erwärmung der Luft durch das Meer kann also nur in nicht allzuweiter Entfernung von der Küste eine bedeutende Wirkung im Mechanismus der Meereswirkung zugeschrieben werden.

7. Die Bearbeitung der Messungen von Sverdrup, Mosby und Malmgren während der Driftfahrt der Maud gab den jährlichen Gang des Wärmehaushaltes des Polarmeeres nördlich von Ostsibirien. Es zeigte sich, daß über dem arktischen Treibeis während der Andauer der Eisdecke die Wärmeeinnahme die Wärmeabgabe um $4 \text{ Kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ übersteigt. Die Möglichkeit eines mehrjährigen Zyklus erscheint damit gegeben, da bei einem im Sommer teilweise offenem Meer umgekehrt eine vermehrte Wärmeabgabe zu erwarten ist.

8. Die Untersuchung des Wärmehaushaltes des Sakrower Sees bei Potsdam gab die Möglichkeit zu einem Vergleich mit dem des offenen Meeres in gleicher Breite bei den Scilly-Inseln. Es wurde bei etwa gleichen Amplituden eine klare Verschiebung der Wärmeeinnahme des Sommers auf das Frühjahr und der Wärmeabgabe des Winters auf den Herbst gefunden. Als Ursache wurde die Temperaturregelung der Seeoberfläche durch die Festlands Umgebung erkannt, durch die vor allem auch das winterliche Zufrieren des Sees veranlaßt wird. Entsprechend dem starken Temperaturgang der Seeoberfläche wird auch der Gang der Verdunstung sehr ausgeprägt. Er hat ein Maximum im Spätsommer, während das Maximum der an die Luft abgegebenen Wärme sogar erst im Herbst erreicht wird.

9. Der Vergleich der hier gegebenen Berechnung der Verdunstung eines Sees mit einer unmittelbar gemessenen Verdunstungsreihe auf dem Grimnitzsee durch den Bindemannschen Verdunstungskessel ergab eine erhebliche Abweichung der nach der Kesselmethode erhaltenen Zahlen von den hier ermittelten Verdunstungen. Erstere Methode ergab um fast das Doppelte höhere Gesamtverdunstungen. Um diesen Sachverhalt zu klären, wurde für das gleiche Jahr 1927, das der Untersuchung des Sakrower Sees zugrunde lag, auch der Wärmehaushalt eines am Meteorologischen Observatorium Potsdam aufgestellten Verdunstungskessels untersucht. Es wurde bei ihm der gleiche jährliche Gang der Verdunstung gefunden, wie er mit dem gleichen Gerät auch auf dem Grimnitzsee beobachtet wurde. Die Kesselmessungen ergeben daher nur für recht flache Gewässer gültige Verdunstungszahlen. Denn als Ursache der Abweichungen der Kesselverdunstung von der Seeverdunstung muß die geringe Wassertiefe des Meßgefäßes betrachtet werden, die jeden größeren vertikalen Austausch im Wasser naturgemäß unterbindet.

10. Die Untersuchungen der Festlandsstationen wurden durch die mittleren täglichen Wärmehaushalte für die Monate Januar und Juni 1903 am Meteorologischen Observatorium Potsdam eingeleitet. Es ergeben sich deutliche Ähnlichkeiten der hier behandelten Wärmehaushalte mit bereits früher für schöne Einzeltage veröffentlichte Kurvenformen der Elemente.

11. Der jährliche Wärmehaushalt von Potsdam zeigt eine gegenüber allen Messungen von Meeresstationen unvergleichlich geringere Amplitude der in der Unterlage umgesetzten Wärmemenge. Gegenüber den Berechnungen über das Meer bei den Scilly-Inseln, die in gleicher Breite liegen, fällt der starke jährliche Gang der Verdunstung mit einem Maximum im Sommer auf. Dieses Element ist in der Jahressumme wegen der hier klein werdenden Winterverdunstung wesentlich geringer. Die Amplitude des jährlichen Ganges der zwischen Luft und Boden umgesetzten Wärmemenge ist dagegen ziemlich gleich der über dem Meere beobachteten, doch fällt das Maximum in den Frühsommer, das Minimum in den Winter.

12. Der Vergleich zwischen Niederschlag und Verdunstung ergab ein erhebliches Überwiegen des ersteren besonders auch im Herbst. Die Angabe der Wildschen Verdunstungswaage überstieg nur um 40 mm die mit 334 mm berechnete Jahresverdunstung der Thermometerwiese in Potsdam. Unter Beachtung der für den Sakrower See gefundenen und für den Wald zu erwartenden Verdunstungszahlen kann man die Gesamtverdunstung nach diesen Rechnungen in der Norddeutschen Tiefebene auf etwa 400 mm im Jahre schätzen, der ein Niederschlag von 580 mm gegenübersteht. 180 mm je Jahr stehen demnach am Boden für den Abfluß zur Verfügung. Dementsprechend werden der Atmosphäre über Norddeutschland etwa 10 Kcal/cm² Jahr bei der Kondensation ortsfremden Niederschlagswassers zugeführt.

13. Die Berechnung des Wärmehaushaltes von Sodankylä in Lappland ergab für eine Sommerdekade einen mittleren täglichen Gang mit einer verhältnismäßig großen Wärmeaufnahme des Bodens infolge seiner nach der Schneeschmelze bei großem Wasserreichtum besonders guten Wärmeleitfähigkeit. Das Verhältnis zwischen verdunsteter und an die Luft abgeführter Wärme entsprach dem Sommerwert für Potsdam.

14. Der Jahresgang des Wärmehaushalts von Sodankylä wird gegenüber Potsdam vor allem durch die verhältnismäßig große Wärmeaufnahmefähigkeit der Unterlage gekennzeichnet, die durch das Gefrieren und Wiederauftauen des Bodens und das Schmelzen der Schneedecke zustande kommt. Um letzteren Betrag nimmt die Unterlage im jährlichen Gang stets mehr Wärme auf als sie abgibt. Die gegenüber Potsdam erheblich kürzere Zeit hohen Sonnenstandes drängt die nennenswerte Verdunstung und die Wärmeabgabe des Bodens an die Luft auf nur fünf Monate zusammen. Die Verdunstung in diesem Gebiet bleibt aus diesem Grunde klein gegen den Niederschlag. Sie wurde zu 158 mm gegenüber 488 mm berechnet und kann auch bei der Berücksichtigung der stärkeren Wald- und Seeverdunstung eben wegen des Ausfalles von sieben kalten Monaten kaum über 200 mm steigen. Der große Niederschlagsüberschuß von 280 mm/Jahr erklärt den großen Wasserreichtum der subpolaren Gebiete an und nördlich der Baumgrenze. Die Wärmeaufnahme der Luft durch die Kondensation ortsfremden Niederschlagswassers beträgt hier 17 Kcal/cm² Jahr.

15. Der jährliche Wärmehaushalt von Irkutsk zeigt aus dem gleichen Grunde wie der Wärmehaushalt von Sodankylä wegen des zeitweisen Gefrieren und Wiederauftauens und wegen der Schneeschmelze eine größere Amplitude der im Boden umgesetzten Wärme als die auf gleicher Breite liegende Station Potsdam. Das Verhältnis zwischen Wärmeabgabe an die Luft im Sommer und Verdunstung ist größer als in Potsdam und auch in Sodankylä, was auf einen im allgemeinen trockenen Boden schließen läßt.

16. Die Verdunstung ist auch in Irkutsk wie in Sodankylä auf hier sechs Sommermonate beschränkt. Der Niederschlag unterschreitet im betrachteten Jahre 1889 im Frühjahr und Frühsommer die Verdunstung. Der Winterüberschuß des Niederschlages über die Verdunstung beträgt nur 73 mm gegenüber 152 mm im gleichen Zeitraum in Potsdam. Es wird also der Atmosphäre über Potsdam durch Kondensation ortsfremden Wasserdampfes im Winter fast das Doppelte an Wärme (im ganzen 9 Kcal/cm²) zugeführt als in Irkutsk. Es mag noch bemerkt werden, daß die mit der Wildschen Waage gemessene Verdunstung um mehr als das Doppelte die berechnete überstieg.

17. Der Wärmehaushalt des 1000 km südlich von Irkutsk in der Gobi gelegenen Ikengüng zeigt eine sehr große Wärmeaufnahme, der nur eine sehr kleine winterliche Wärmeabgabe gegenübersteht. Das Verhältnis von der an die Luft abgegebener Wärme und Verdunstungswärme wird durch den Niederschlag bestimmt, der als spätsommerlicher Monsunregen fällt. Die im Boden umgesetzte Wärmemenge ist von gleicher Amplitude und Phase, wie sie für Potsdam berechnet wurde. Die im Herbst noch starke Strahlungsaufnahme, die in der nördlicher liegenden Vergleichsstation Irkutsk fehlt, läßt im Gegensatz zu letzterer Station in der Gobi eine starke herbstliche Verdunstung zu. Dies muß als der Hauptgrund für die Entstehung der ostasiatischen Steppe einige 100 km südlich von Irkutsk angesehen werden. In einer größeren Niederschlagsarmut der östlichen Gobi dürfte der Unterschied zwischen beiden Stationen kaum bestehen, da die Niederschläge in Ikengüng nur um 15% geringer waren als in Irkutsk (238 gegenüber 278 mm/Jahr).

18. Der tägliche Gang des Wärmehaushaltes in Ikengüng zeigt bei einer besonders starken mittäglichen Strahlungsaufnahme des Bodens und etwas geringerem Wärmeumsatz im Boden als in Potsdam in dem trockenem Mai mittags eine naturgemäß nur sehr kleine Verdunstung, während in dem niederschlagsreichen Juli die zwischen Boden und Luft unmittelbar umgesetzte Wärmemenge ebenso groß ist wie die bei der Verdunstung verbrauchte.

19. Die Berechnung des täglichen Ganges des Wärmehaushaltes während der Regenzeit (Dezember 1921) der tropischen Küstenstation Batavia führte auf die Abkühlung des Bodens durch das kalte Niederschlagswasser als Kältequelle. Die Verdunstung ist mehrmals größer als die an die Luft abgegebene Wärme. Die Amplitude der im Boden umgesetzten Wärme ist nur etwa halb so groß wie in Potsdam, wegen der durch

den Wasserreichtum hohen Temperaturleitfähigkeit des Bodens. Der tägliche Gang der Verdunstung hat gegenüber der Wildschen Waage bei etwa gleicher Verdunstungssumme nur etwa die halbe Amplitude.

20. Der jährliche Gang des Wärmehaushalts von Batavia zeigt eine Doppelwelle des Strahlungsumsatzes mit einer Amplitude von 20% des Mittelwertes, eine einfache Welle der Verdunstung mit einer Amplitude von 25% des Mittelwertes mit einem Maximum am Ausgang der Trockenzeit. Die an die Luft abgegebene Wärme beträgt nur 15% der bei der Verdunstung verbrauchten, während die im Boden umgesetzte Wärme ganz unbedeutend ist. Die abkühlende Wirkung des Niederschlages macht sich auch in dem jährlichen Gang der Bodentemperatur durch Verminderung derselben in Monaten mit starkem Niederschlag bemerkbar.

Der Niederschlag ist mit 1590 mm wenig mehr als doppelt so groß wie die Verdunstung. Dieser große Niederschlagsüberschuß wird durch den Abfluß beseitigt. Es ist nicht anzunehmen, daß in den Tropen die Waldgebiete eine größere Verdunstung haben. Die starke Wärmezufuhr zu der Luft in den Tropen durch die Kondensation des Niederschlagswassers ist bereits in Ziffer 5 behandelt worden.

21. Der Jahresgang des Wärmehaushaltes der Station Eismitte zeigt einen erheblichen Strahlungsverlust von 7,5 Kcal/cm² Jahr. Er wird durch Wärmeleitung aus der Luft gedeckt. Einer im Sommer aufgenommenen Wärme von 4,9 Kcal/cm² steht eine Wärmespeicherung im Firn von 1 Kcal/cm², eine Wärmeabfuhr an die Luft von 3,2 Kcal/cm² und eine Verdunstungswärme von 0,9 Kcal/cm² gegenüber. Im Winter wird der Wärmeverlust von 12 Kcal/cm² durch Ausstrahlung durch eine Wärmezufuhr aus der Luft von nicht weniger als 11 Kcal/cm² gedeckt, zu der noch 0,7 Kcal/cm² Wärmezufuhr durch Kondensation an der Schneeoberfläche und 1 Kcal/cm² aus der Schneedecke stammende Wärme kommen. Die Deckung der großen Wärmeabgabe der Atmosphäre findet durch die Kondensationswärme des Niederschlagswassers in der Atmosphäre statt, die im Winter in dem betrachteten Jahre 28 cm entsprechend 19 Kcal/cm² betrug. Der Gesamtniederschlag des ganzen Jahres war 385 mm entsprechend 23 Kcal/cm² Wärmezufuhr an die die Station Inlandeis überstreichenden Luftmassen.

22. Die Untersuchung der zeitlichen Zusammenhänge der Wärmehaushalte verschiedener Jahre an verschiedenen Stationen versprechen wichtige Aufschlüsse über die atmosphärische Zirkulation, die auf anderem Wege kaum zu erhalten sind. In diesem ersten Versuch einer Klimatologie des Wärmehaushaltes wurden derartige Ergebnisse noch nicht angestrebt.

Albrecht.

Schrifttumsverzeichnis.

1. Vgl. z. B. Met. Zeitschr. 1937, S. 471; bzw. Zeitschr. f. angewandte Meteorologie 54, 1937, 108.
2. Vgl. z. B. Zeitschr. f. angewandte Meteorologie 54, 1937, 110.
3. A. Ångström, Recording solar radiation. A study of the radiation climate of the surroundings of Stockholm. Medd. Stat. Meteor. Hydr. Anstalt 4, Nr. 3, 21 und folg. Stockholm 1928.
4. Kimball, Monthly Weather Review.
5. Harald Lunelund, Registrierungen der Sonnen- und Himmelsstrahlung während des Polarjahres 1932—33. Acta Soc. Sciebt. Fenn., Nova Series A, Tom. II, Nr. 12, 1937.
6. Håkon Mosby, Sunshine and Radiation. The Norwegian North Polar Expedition with the "Maud" 1918—25. — Scientific Results Vol. I, No. 7, 1932.
7. J. Keränen und H. Lunelund, Über die Sonnen- und Himmelsstrahlung in Sodankylä während des Polarjahres 1932—33, S. 30.
8. F. Albrecht unter Mitw. von P. Brosse, Ergebnisse von Dr. Haudes Beobachtungen der Strahlung und des Wärmehaushaltes der Erdoberfläche an den beiden Standlagern 1931/32. Rep. fr. the scient. exp. of Dr. Sven Hedin, Publ. 8, IX Meteorology 2, Stockholm 1940.
9. A. Ångström, The albedo of various surfaces of ground. Geogr. Annaler, H. 4, 331—332, 1925.
10. J. Keränen, Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. Einführung in die Geophysik II, Leipzig S. 184.
11. K. Büttner, Messungen der Sonnen- und Himmelsstrahlung im Flugzeug. Met. Zeitschr. 1929, S. 525.
12. Vgl. auch J. Keränen, Wärme und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten (a. a. O. Nr. 10) Seite 185.
13. F. Albrecht und P. Brosse a. a. O.
14. J. Keränen und H. Lunelund (a. a. O. Nr. 7), S. 18.
15. A. Ångström, Nächtliche effektive Ausstrahlung nach der korrigierten Formel, Linke, Meteorologisches Taschenbuch, Zweite Ausgabe S. 283.
16. St. Asklöf, Über den Zusammenhang zwischen der nächtlichen Ausstrahlung, der Bewölkung und der Wolkenart. Geofysiska Annaler H. 3, 1920.
17. H. Mosby (a. a. O. Nr. 6).
18. G. Falkenberg, Absorptionskonstanten einiger meteorologisch wichtiger Körper für infrarote Wellen. Met. Zeitschr. 1928, S. 334.
19. W. Kühl, Der jährliche Gang der Bodentemperaturen in verschiedenen Klimagebieten. Gerlands Beiträge zur Geophysik VIII, 1907, S. 499ff.
20. J. Keränen, Über die Temperatur des Bodens und der Schneedecke in Sodankylä, Helsingfors 1920.
21. F. Albrecht und P. Brosse (a. a. O. Nr. 8).
22. H. U. Sverdrup, Varmeutvekslingen mellem en sneflate og luften. Beretn. fra Chr. Michelsens Inst. 5, Bergen 1935, S. 9.
23. M. Franssila, Mikroklimatische Untersuchungen des Wärmehaushaltes. Helsinki 1936.
24. H. U. Sverdrup, Das maritime Verdunstungsproblem. Ann. d. Hydrograph. Februar 1936, S. 41.
25. Über die Gültigkeit der Trabertschen Verdunstungsformel vgl. z. B. Dr. C. Braak, Koninkl. Magnetisch en Meteorologisch Observ. te Batavia, Verhandl. Nr. 8, Het Klimaat van Nederlandsch Indie, Deel I, Afl. 6, Batavia 1924, S. 387.
26. G. Wüst, Die Verdunstung über dem Meere. Veröff. Inst. f. Meereskunde, Berlin 1920, vgl. auch das Referat von Dietzius darüber in der Met. Zeitschr. 1921, S. 188.
27. The Monthly Weather Report, London.
28. H. N. Dickson, The mean temperature of the surface waters of the sea round the Britishcoasts, and its relation to the mean temperature of the air. Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society XXV, 1899, S. 277.
29. K. Brose, Der jährliche Gang der Windgeschwindigkeit auf der Erde. Reichsamt für Wetterdienst, Wissenschaftliche Abhandlungen Band I, Nr. 4, Berlin 1936.
30. H. Thomas, Nomogramm zur Bestimmung der Sonnenhöhe bei beliebiger geographischer Breite usw. Met. Zeitschr. 1933, S. 369.
31. Nach freundlicher Mitteilung.
32. Helland-Hansen, Physical Oceanographie and Meteorology. Report of the Scienetific Results of the "Michael Sars" North Atlant. Deep-Sea Expedition 1910. Printed Bergen, zitiert ist:
33. Jonas Ekman Fjeldstad, Wärmeleitung im Meere, Geofysiska Publikasjoner Vol. X, No. 7, Oslo 1933.
34. G. Wüst, Oberflächensalzgehalt, Verdunstung und Niederschlag auf dem Weltmeere. Landeskundliche Forschung, Festschrift Norbert Krebs zur Vollendung seines 60. Lebensjahres 1936.
35. W. Schmidt, Sonnenstrahlung und Verdunstung an freien Wasserflächen; ein Beitrag zum Wärmehaushalt des Weltmeeres und zum Wasserhaushalt der Erde. Ann. d. Hydrographie 1915.
36. J. Boerema, Regenval in Nederlandsch-Indie Deel I. Kon. Magn. em Met. Obs. Batavia, Verhandl. No. 24, Batavia 1931.
C. Braak, Het Klimaat van Nederlandsch-Indie, Deel I, Afl. 2, S. 70 (Wind). Kom. Magn. en Met. Obs. Batavia, Verhandl. Nr. 8, Batavia. (Hier auch die Abbildung des Leuchtturms.)

37. Vgl. auch J. Boerema, Observations made at the Roy. Magn. and Met. Obs. Batavia 1925, Vol. XLVIII, S. X. (Nach den Bemerkungen über die Aufzeichnung der Sonnenscheindauer wurde in Batavia bis 1920 Dauer und Intensität kombiniert geschätzt und erst von 1921 ab außer diesen Zahlen auch die reine Dauer des Sonnenscheins angegeben.)
38. Karten der Temperaturverteilung von Luft und Meer in Niederländisch-Indien finden sich in: C. Braak, Het Klimaat van Nederlandsch-Indie Deel I, Afl. 5, nach S. 341.
39. Die Zahlen für Key West sind in Monthly Weather Review U. S. A. unter "Climatological Tables" Tabl. 1; die mittleren Werte der Seeoberflächentemperaturen für die Floridastraße und das Karibische Meer lieferte u. a. M. W. R. April 1933, S. 115.
40. G. Bönicke, Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungsschiff „Meteor“ 1925—27.
41. H. U. Sverdrup, Meteorology I und II, The Norwegian North Polar Expedition with the "Maud" 1918—25, Scientific Results Vol. II und III.
42. Finn Malmgren, On the properties of sea ice. Dasselbe Vol. I N. 5.
43. Håkon Mosby, Sunshine and Radiation. Dasselbe, Vol. I Nr. 7.
44. Entnommen aus Defant: Entstehung und Erhaltung der troposphärischen Sprungschicht. Zeitschr. für Geophysik **12**, 1936, S. 281. Erste Veröffentlichung dieser Temperaturen: L. Möller, Hydrographische Arbeiten im Sakrower See bei Potsdam, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, Sonderband Hundertjahrfeier 1928, S. 535.
45. R. Süring, Vergleichung von Verdunstungsmessern. Anhang zum Tätigkeitsbericht 1927 des Preußischen Meteorologischen Instituts. Veröff. d. Preuß. Met. Inst. Nr. 355, Berlin 1928.
46. R. Süring, Ergebnisse der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam 1927. Veröff. d. Preuß. Met. Inst. Nr. 360, Berlin 1928.
47. H. Binde mann, Die Verdunstungsmessungen der Preußischen Landesanstalt für Gewässerkunde auf dem Grimnitzsee bei Joachimstal in der Uckermark. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Bes. Mitt. Band 3, Nr. 3, Berlin 1921.
48. W. Schmidt, Ein Verfahren zur richtigen Messung der Verdunstung von freien Wasserflächen. Met. Zeitschr. 1933, S. 486. Vgl. auch G. Wüst, Verdunstung und Niederschlag auf der Erde. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1922. (Dort wurde der Reduktionsfaktor von Gefäßmessungen auf rund 0,5 angegeben, was bei den besonderen Verhältnissen bei der Aufstellung der Gefäße auf Schiffen zutrifft.)
49. A. Sprung, Ergebnisse der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1903. Veröff. d. Königl. Preuß. Inst. Berlin 1907.
50. R. Süring, Der tägliche Temperaturgang in geringen Bodentiefen. Veröff. d. Preuß. Met. Inst. Nr. 302, Abhandl. Bd. V, Nr. 6.
51. Die Messungen wurden mit Platinfadenthermometern ausgeführt. Einige Daten sind in der Arbeit von F. Albrecht: Über den Zusammenhang zwischen täglichem Temperaturgang und Strahlungshaushalt. Gerlands Beitr. z. Geophysik, Band 25 (1930), S. 1—35 veröffentlicht.
52. K. Knoch, Ein Beitrag zur Kenntnis der Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse in verschiedenen Höhen über dem Erdboden. Abh. d. Kgl. Preuß. Met. Inst. Bd. III Nr. 2, Berlin 1909.
53. F. Albrecht, Über den Zusammenhang zwischen täglichem Temperaturgang und Strahlungshaushalt. Gerl. Beitr. z. Geophysik Bd. 25 (1930), S. 1—35.
54. Keränen und Lunelund a. a. O. Nr. 7.
55. F. Albrecht, Die kolorimetrischen Strahlungsuntersuchungen und meteorologischen Beobachtungen in Lappland im Juni und Juli 1927. Veröff. d. Preuß. Met. Inst. Nr. 403, Abhandl. Bd. X Nr. 4, S. 5—23.
56. Vgl. A. Sprung, Ergebnisse der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam 1895, S. IV, Veröff. d. Preuß. Met. Inst. Berlin 1897.
57. H. Wild, Annalen des Physikalischen Central-Observatoriums, Jahrgang 1889, Teil I, Meteorologische und Magnetische Beobachtungen von Stationen 1. Ordnung usw. St. Petersburg 1890.
58. A. a. O. Nr. 8.
59. F. Albrecht und P. Brosse, Ergebnisse von Dr. Haudes Beobachtungen in der Gobi. Sino-Swed. Exp. 8. IX. Meteorology 2.
60. J. Boerema, Observations mad at the Roy. Magn. and Met. Obs. at Batavia, Vol. XXXXIV 1921, XXXXV 1922, XXXXVI 1923, Batavia.
61. Die Beobachtungen wurden 1929 auf einer mit Unterstützung der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft ausgeführten Reise zur meteorologischen Beobachtung einer Sonnenfinsternis in Idi in Sumatra ausgeführt.
62. Vgl. a. a. O. Nr. 37.
63. Die Messungen wurden in den Jahren 1930—33 von Albrecht mit Thermoelementen im kurzgehaltenen Grase und über Sand durchgeführt. Sie sind noch nicht veröffentlicht.
64. Vgl. Hann-Süring, IV. Auflage, S. 49, Leipzig 1926.
65. J. Georgi, Meteorologische Beobachtungen in Eismitte. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener 1929 und 1930/31, Bd. IV, 1.
66. Sorge, Glaziologische Beobachtungen in Eismitte. Dasselbe, Bd. III.
67. K. Wegener, Ergänzungen für Eismitte. Dasselbe, Band IV, 2.
68. P. Lipp, Messungen der Sonnen- und Himmelsstrahlung auf der Zugspitze. Deutsches Meteorologisches Jahrbuch, Bayern 1928.
69. Vgl. auch W. Mörikofer und Chr. Thams, Zur Bestimmung des Eichfaktors beim Bimetallaktinographen Fueß-Robitzsch. Met. Zeitschr. 1936, S. 409ff. In dieser Arbeit wird die Korrektion unter Zugrundelegung einer Meßreihe auf der Weststation noch niedriger auf rd. 45% geschätzt, während für Eismitte keine Kontrollmessungen vorliegen.
70. Chr. Thams, Über die Strahlungseigenschaften der Schneedecke. Gerl. Beitr. z. Geoph. **53** (1938), S. 371.