

Deutscher Wetterdienst in der US-Zone

Zentralamt Bad Kissingen

Leiter: Prof. Dr. Ludwig Weickmann

---

230383

**Berichte**  
des  
**Deutschen Wetterdienstes**  
in der US-Zone

Nr. 29

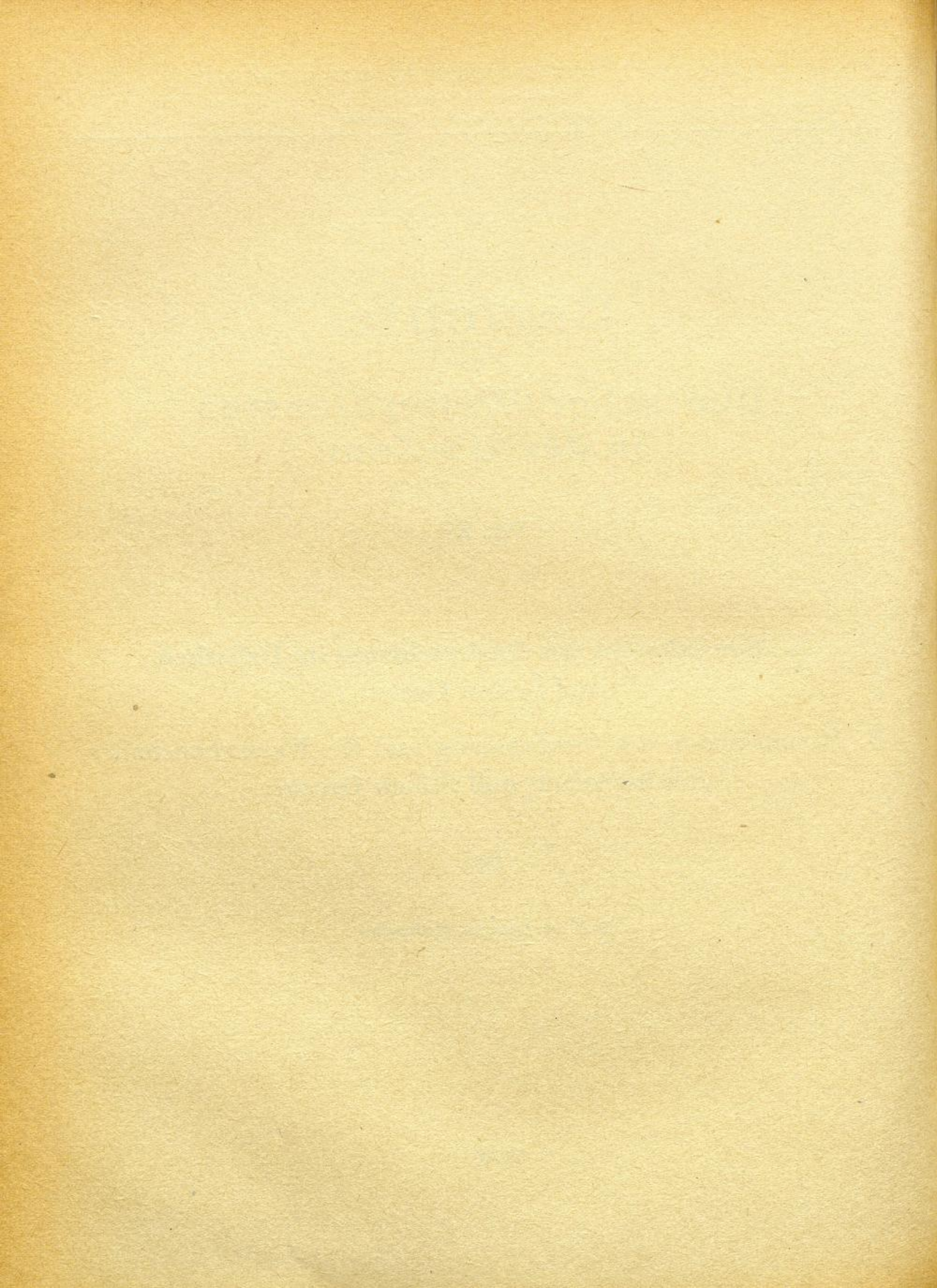
**A. Monatskarten des Niederschlages im Indischen  
und Stillen Ozean.**

**B. Monatskarten der Verdunstung und des Wasserhaushaltes  
des Indischen und Stillen Ozeans.**

von

Dr. Fritz Albrecht, Melbourne

Bad Kissingen, 1961



## A. Monatskarten des Niederschlages im Indischen und Stillen Ozean.

### Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit werden Monatskarten der Niederschlagsmenge des Indopazifik vorgelegt, nachdem bisher für diese „Wasserseite der Erde“ nur Jahreskarten gezeichnet worden waren.

Der Arbeit wurden zugrunde gelegt:

1. Die von Schott 1935 entworfene Karte der Niederschlagsmenge im Indischen und Stillen Ozean. Sie wurden verglichen mit Karten der mittleren Niederschlagshäufigkeit im Jahre, die aus den Climatic Charts of the Oceans von McDonald, Washington 1938, abgeleitet waren und nach diesen Karten korrigiert.
2. Die mittleren monatlichen Niederschlagsmessungen an 384 Insel- und Küstenstationen. Sie wurden einzeln daraufhin untersucht, in welchem Umfange sie die Niederschlagsverhältnisse in dem sie umgebenden bzw. an sie angrenzenden Meeresteil zu repräsentieren vermögen und erforderlichenfalls mit Reduktionen belegt.
3. Die Vierteljahreskarten der Niederschlagshäufigkeit aus dem erwähnten amerikanischen Klimatlas der Ozeane. Sie wurden zur Zeichnung von Isoplethendarstellungen, sogenannter „Profile“, des Jahresganges der Niederschlagshäufigkeit auf 11 Meridianen, einem Teil eines Großkreises und einem äquatornahen Parallelkreis benutzt.

Die Profile wurden möglichst gleichabständig so über die Ozeanfläche verteilt, daß möglichst viele Stationen in der Nähe eines jeden derselben lagen. Die Verbindung der drei verschiedenen Ausgangselemente wurde durch Zeichnung der Isoplethen des jährlichen Ganges der Niederschlagsmenge für die einzelnen Profile vorgenommen. In diese wurden zunächst die mittleren Niederschlagsmengen der einem jeden Profil benachbarten Inselstationen eingetragen und sodann, unter Beachtung der aus der Jahreskarte bekannten Niederschlagsmengen und der in verschiedenen Breiten beobachteten Beziehungen zwischen Niederschlagshäufigkeit und Niederschlagsmenge, auch für die Teile des Profils ohne Stationen die Isoplethen des Jahresganges der Niederschlagsmenge gezeichnet. Aus den Isoplethendarstellungen und den Niederschlagsmengen an den Stationen konnten dann für jeden Monat die Niederschlagskarten gezeichnet werden. In der vorliegenden Arbeit werden von den 12 gezeichneten Monatskarten 6 für jeden zweiten Monat wiedergegeben. Außerdem wurden vier Monatskarten von den Anfangsmonaten der Vierteljahre gezeichnet mit den Niederschlagsmengen und den vorherrschenden mittleren Windrichtungen.

Die Diskussion der Karten ergab eindrucksvolle Beispiele für die Abhängigkeit der Niederschlagsverteilung über dem Indopazifik von den Wegen der Luftströmungen und von der Steuerung der letzteren durch den asiatischen Monsun.

### Allgemeines.

Für alle Fragen des Wärme- und Wasserhaushaltes eines Teiles der Erdoberfläche bildet die Kenntnis seiner Niederschlagsverhältnisse eine wichtige Voraus-

setzung. In einer früheren Arbeit<sup>1)</sup> des Verfassers wurde festgestellt, daß der Indopazifische Raum bezüglich seines Wasserhaushaltes als ein abgeschlossenes Ganzes zu betrachten ist. Als die Grenzen dieser „Wasserseite der Erde“ wurden im Osten die Anden, im Westen die afrikanischen und asiatischen Wüsten erkannt. Zwischen ihnen bleiben verhältnismäßig nicht allzu breite Übergangsgebiete in Ostsibirien, in Mittelfrika, sowie an der Grenze zwischen Atlantik und Indik und zwischen Pazifik und Atlantik vom Kap der Guten Hoffnung bzw. Kap Horn nach der Antarktis, von denen Wassermengen von dem vom Atlantik belieferten Teilen der Erdoberfläche in die vom Pazifik und Indik versorgten Gebiete herüber und hinüber gelangen können.

Über die Niederschlagsmengen im Indischen und Pazifischen Ozean liegen bisher nur Jahreskarten vor. Die letzte derselben wurde im Jahre 1935 von G. Schott<sup>2)</sup> entworfen. Für alle eingehenderen Untersuchungen sind Monatskarten des Niederschlages erforderlich. Um solche Karten zeichnen zu können, muß das Material der Monatsmittel der Niederschläge von den Insel- und Küstenstationen in Verbindung gebracht werden mit den von Schiffen durchgeführten Beobachtungen. Die Beobachtungen auf Schiffen erstrecken sich fast ausschließlich auf die Zeiten, in denen Niederschlag festgestellt wurde und nicht auf die Niederschlagsmenge. Sie geben also nur Häufigkeiten des Niederschlages. Um Monatskarten der Niederschlagsmenge über den Ozean zu erhalten, müssen diese Häufigkeitsbeobachtungen auf den Schiffen mit den Messungen der Niederschlagsmengen auf den Insel- und Küstenstationen und mit den Werten des Jahresniederschlages kombiniert werden, die aus den erwähnten ganzjährigen Niederschlagskarten zu entnehmen sind. Als ganzjährige Niederschlagskarte kann dabei die Schottsche Karte nach Anbringung einiger Korrekturen benutzt werden. Demnach zerfällt die Arbeit in drei Teile.

- I. Die Betrachtung und Ergänzung der Schottschen Karte des ganzjährigen Niederschlages des Indopazifischen Raumes.
- II. Die Bearbeitung der Insel- und Küstenstationen, vor allem in bezug auf ihre Repräsentativität für die benachbarten Meeresteile.
- III. Die Bearbeitung der Niederschlagshäufigkeit und die Untersuchung ihrer Beziehungen zu den Niederschlagsmengen an den gleichen Orten.

### I. Die Schottsche Niederschlagskarte des Indopazifischen Raumes.

Die Schottsche Karte des Niederschlages im Indischen und Stillen Ozean beruht im wesentlichen auf den Daten des Niederschlages auf den Inseln, die in sie eingetragen sind. Sie wurde erstmalig 1933<sup>3)</sup> gezeichnet und 1935 mit einigen Abänderungen in die „Geographie des Indischen und Stillen Ozeans“<sup>4)</sup> von dem gleichen Verfasser übernommen. Als Gegenstück zu dieser Karte wurde die Karte der mittleren prozentualen Häufigkeit der Niederschläge während des ganzen Jahres nach dem Climatic Charts of the Oceans

von W. F. McDonald<sup>4)</sup> durch graphische Mittelbildung der vier Vierteljahreskarten ermittelt und in den Abbildungen 1 und 2 wiedergegeben. Diese Karten geben die Prozentzahlen aller Beobachtungen wieder, in denen am Greenwich-Mittag die Beaufort-Symbole "d", "r", "R", "p" (also Nieselregen, Regen, Starkregen, vorübergehende Schauer) (Abb. 1) bzw. die Symbole "r" und "R" (andauernder Regen) (Abb. 2)

ner Karte noch nicht zur Verfügung stand, führte zu einigen Abänderungen seiner Karte. Z. B. im westlichen und östlichen Randgebiet des Indischen Ozeans und im nördlichen und südlichen Passatgebiet des Pazifik. Bei diesen Korrekturen muß besonders auch auf die Jahreskarte der Häufigkeit der andauernden Niederschläge Rücksicht genommen werden (Abb. 2) Diese Karte gibt z. B. als einzige Häufigkeitskarte die

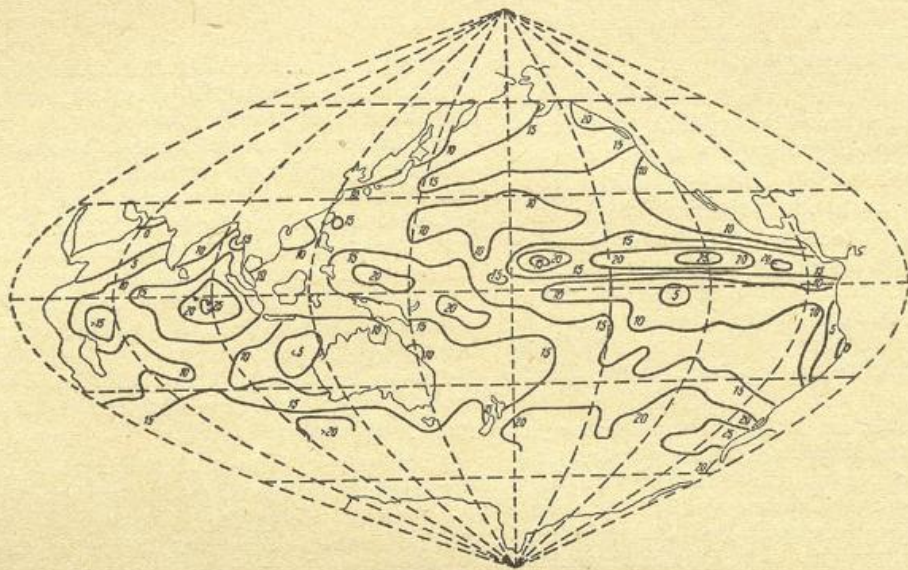


Abb. 1

Die mittlere Niederschlagshäufigkeit im Jahr für „alle Niederschläge“, abgeleitet aus den Vierteljahreskarten von W. F. McDonald.

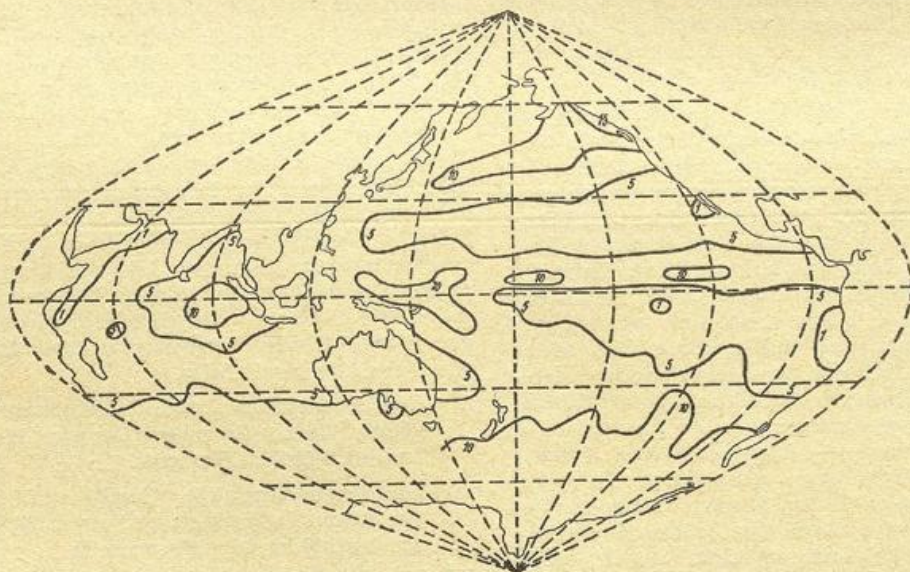


Abb. 2

Die mittlere Niederschlagshäufigkeit im Jahr für „andauernde Niederschläge“, abgeleitet aus den Vierteljahreskarten von W. F. McDonald.

verzeichnet wurden. Ein Vergleich der beiden Karten mit der Schottischen Karte ergab charakteristische Gemeinsamkeiten und Verschiedenheiten. Z. B. entspricht im Pazifik die Isolinie der 10%-Häufigkeit etwa der Niederschlagsmenge 1000 mm im Jahr, die 15%-Linie der 1500 mm Isohyete und die 20%-Linie der 2000 mm Isohyete der Schottischen Karte. Im Indischen Ozean dürfte die 2000 mm Isohyete etwa mit der 15%-Linie gleichzusetzen sein. Der Vergleich des Verlaufs dieser Häufigkeitslinien, die auf einem sehr guten Material beruhen, das Schott bei Entwurf sei-

Lage des Niederschlagsäquators im östlichen Pazifik richtig wieder. Die Karte der Häufigkeit aller Regen vermittelt dagegen infolge der häufigen, aber wenig ergiebigen Passatschauer im nördlichen Passatgebiet dieses Ozeans eine falsche Vorstellung von der mengenmäßigen Verteilung des Niederschlages nördlich des Niederschlagsäquators. Auf diese Verhältnisse wurde übrigens auch schon von Schott bei der ersten Veröffentlichung seiner Niederschlagskarte im Jahre 1933<sup>3)</sup> hingewiesen. Im südlichen Pazifik scheint nach den Häufigkeitskarten die von Schott 1933 an-

genommene Niederschlagsverteilung um die Osterinseln besser den wahren Verhältnissen zu entsprechen als die 1935 durchgeführte Abänderung der Niederschlagsverteilung über diesem Meeresgebiet. Durch Anbringung solcher kleiner Korrekturen entstand aus der Schott'schen Niederschlagskarte die in Abb. 3 dargestellte Karte der Niederschlagsverteilung über

inseln“ durchgeführt. Dieser Autor benutzte dabei weitgehend eine Arbeit von Tüllmann<sup>7)</sup>. Es wurde versucht, aus dem in diesen Arbeiten gegebenen Material den mittleren Niederschlag in den einzelnen Monaten für den Ozean in der Umgebung einer jeden der dort mitgeteilten Inseln abzuleiten. Hierbei waren sowohl die erwähnten Reduktionen orographischer Na-

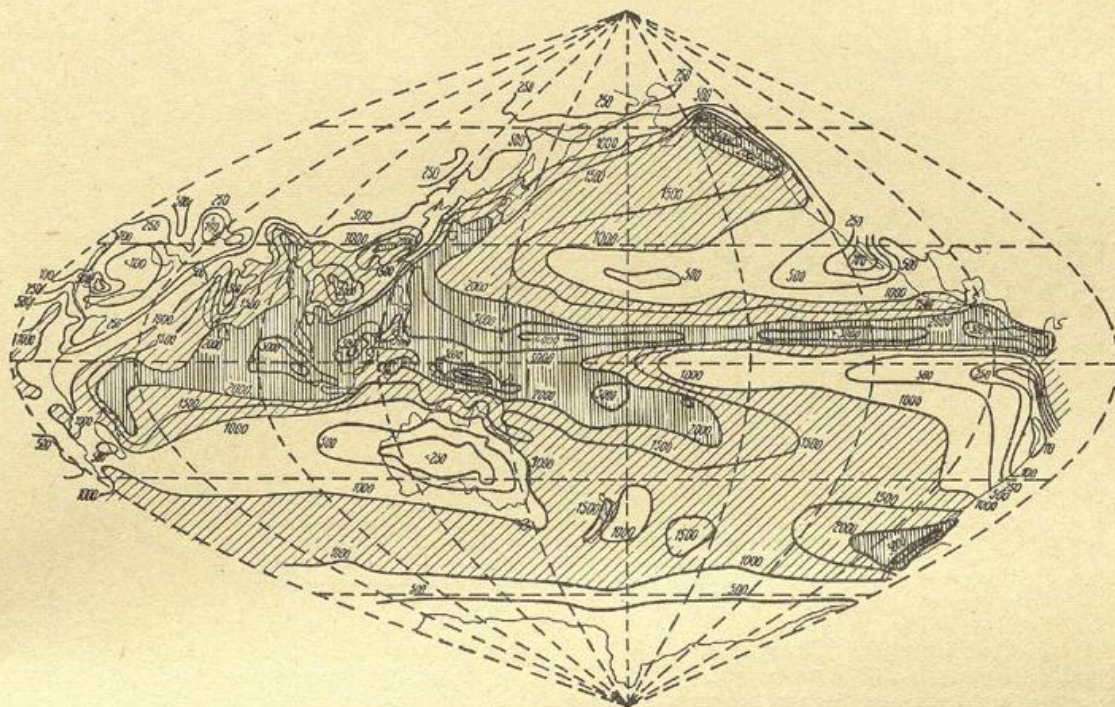


Abb. 3  
Der jährliche Niederschlag (mm) im indopazifischen Raum nach Korrektur der Schott'schen Karte durch die Karten der Niederschlagshäufigkeit von Mc Donald

dem Indopazifik. Diese Karte wurde als Ausgangskarte der weiteren Untersuchung angenommen. Alle Monatswerte wurden dann so abgestimmt, daß die Jahressumme für einen jeden Punkt den auf dieser Karte verzeichneten Niederschlagswert ergab.

## II. Die Insel- und die Küstenstationen.

Die einzige Möglichkeit, quantitative Angaben über die Niederschlagsmengen zu erhalten, die die Oberfläche des Ozeans empfängt, besteht in der Auswertung der Inselstationen. Denn auf den Schiffen werden, wie hier schon kurz erwähnt, lediglich die Wetterverhältnisse und damit die Zeiten aufgezeichnet, in denen Niederschlag beobachtet wurde. Um den auf den Inseln beobachteten Niederschlag für die Zwecke der Niederschlagsbestimmung des die Inseln umgebenden Meeres auswerten zu können, bedürfen Inselbeobachtungen einer sorgfältigen Überprüfung. Es muß festgestellt werden, in wieweit durch die Insel selbst die Niederschlagsvorgänge beeinflusst werden<sup>5)</sup>. Denn es soll ja die Niederschlagsmenge bestimmt werden, die an der betreffenden Stelle des Ozeans gefallen wäre, wenn die Insel selbst nicht vorhanden wäre. Beispielsweise kann nur auf einem niedrigen Atoll die Beeinflussung der Atmosphäre durch die Insel noch verhältnismäßig gering veranschlagt werden. Trägt die Insel aber Berge, so muß auf die Reliefgestaltung und die Windverhältnisse um den Meßort genau eingegangen werden.

Die Behandlung der Niederschläge auf den verschiedenen Südseeinseln ist bereits von G. Schott<sup>6)</sup> in dem Handbuch der Klimatologie von Köppen-Geiger in dem Abschnitt „Klimakunde der Südsee-

tur als auch, bei den häufig zu kurzen Beobachtungsreihen, Ausgleichungen des Jahrganges durch Bildung übergreifender Monatsmittel erforderlich. Nicht immer auszugleichen war natürlich die Tatsache, daß auch die Epoche der Beobachtungen an den verschiedenen Orten häufig verschieden war. Denn nicht allzu viele Stationen weisen lange Beobachtungsreihen auf.

In gleicher Weise wie die Stationen der Südseeinseln wurden alle erreichbaren Küsten- und Inselstationen im Raume von Australien, Insulinde, Tongkin-China, Ostasien, Nordamerika und Südamerika, sowie die Inselstationen des Indischen Ozeans behandelt. Insgesamt wurden fast 400 Stationen kritisch bearbeitet. Von diesen zahlreichen Stationen wurden in die Tabelle am Schluß dieses Abschnitts nur eine sehr kleine Auswahl aufgenommen, darunter besonders die Stationen, die mit Reduktionen in die Karte eingesetzt wurden.

Im folgenden werden die besonderen Verhältnisse an den einzelnen Stationen kurz behandelt<sup>9)</sup>.

### 1. Südsee-Inseln.

#### a) Die Hawaii-Inseln.

Diese Inseln liegen im Nordost-Passat des Pazifik. Sie tragen auf den Hauptinseln Gebirge, die fast 1000 m Höhe erreichen. Von den zahlreichen Stationen wurden 3 Stationen ausgewählt, von denen zwei, Makaweli (1) und Honolulu (2) fast im Passatlee der leicht umströmbaren Gebirge liegen, während die dritte, Wailuku (3) zwar auf der Nordseite, also der dem Passat zugekehrten Seite, der niedrigen Insel Maui liegt, aber hinter sich keine hohen Gebirge mehr aufweist. Alle Stationen haben angenähert die auf der Schott'schen Karte (Abb. 3) für sie veranschlagte Jahres-

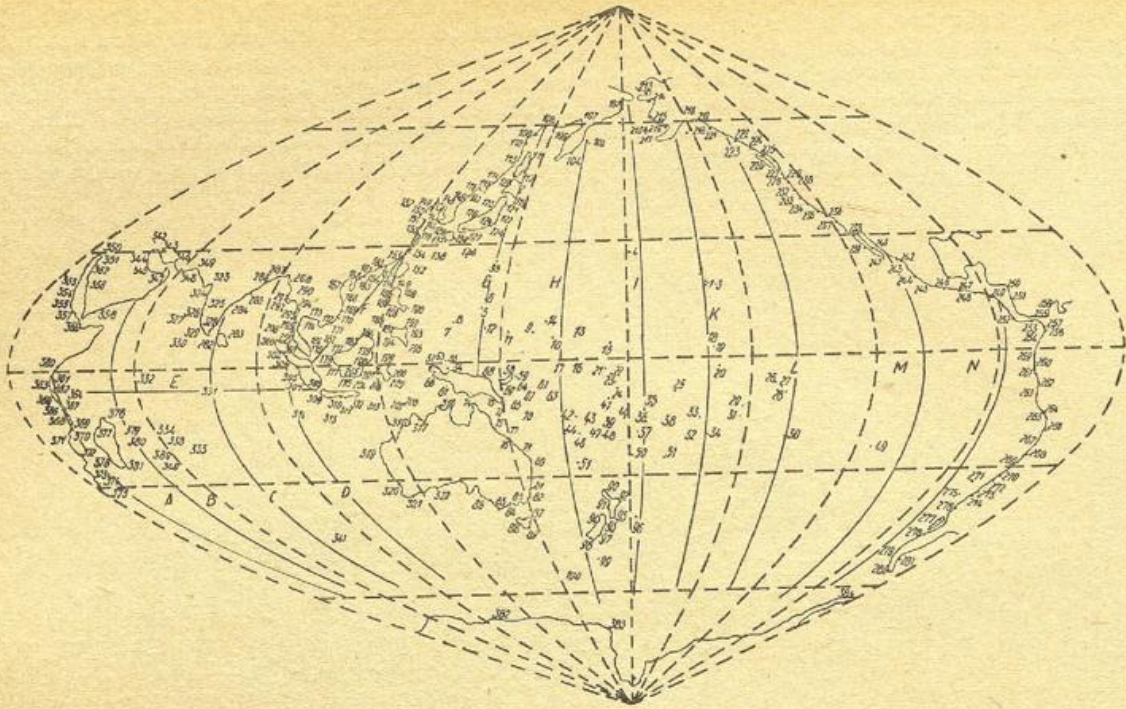


Abb. 4  
Die Verteilung der Stationen und die Lage der Profile der Isolethendarstellungen zur Berechnung der Monatsmengen der Niederschläge über dem Indischen und Stillen Ozean.

summe von 700 mm und liegen in einer Meereshöhe unter 50 m. Ihr Jahresgang des Niederschlages stimmt angenähert überein. Ihr Mittel wurde als Niederschlag im Ozean an der Stelle der Hawaii-Inseln eingesetzt.

b) Die Midway-Inseln (4).

Das niedrige Atoll, aus dem diese Inseln bestehen, beeinflusst die Niederschlagsmenge nur wenig. Benutzt wurden die Werte, die in der Klimakunde der Südseeinseln von Schott<sup>6)</sup> wiedergegeben sind. Sie stimmen mit den amerikanischen Veröffentlichungen überein. Die vorliegenden 10 Beobachtungsjahre zeigen noch einen vergleichsweise hohen Niederschlag im September und einen recht kleinen im darauffolgenden Oktober. Aus diesem Grunde ist zu erwarten, daß bei längerer Reihe zwischen beiden Monaten geringere Unterschiede auftreten. Es wurde daher ein Ausgleich durch Bildung übergreifender Monatsmittel durchgeführt.

c) Die Marianen-Inseln.

Die Niederschlagsstationen auf Guam (5) und Saipan (6) liegen in geringer Meereshöhe auf der Westseite der Inseln und damit für den Nordostpassat fast im Lee der etwa 300 m hohen Berge auf den übrigen kleinen Inseln. Zur Zeit des asiatischen Sommermonsuns werden sie von einer Südströmung getroffen, bei der auch kaum eine orographisch bedingte Vergrößerung des Niederschlages zu erwarten ist. So können diese Stationen in Übereinstimmung mit der Schott'schen Karte als repräsentativ für das Meer angesehen werden.

d) Die Karolinen-Inseln.

Die Station auf der Insel Palau (7) liegt auf der Luvseite des Nordostpassates in geringer Seehöhe. Sie dürfte etwas zu hohe Niederschlagswerte ergeben, da die Insel bis 600 m empor steigt. Näher der Wirklichkeit werden die um 15% niedrigeren Werte der Station auf der Insel Jap kommen, deren Inneres nur bis 250 m ansteigt, obwohl auch hier die Station auf der Luvseite des Nordostpassates, aber nicht der sommerlichen Südströmung liegt. Zu hoch sind entschieden

die Monatswerte auf der Insel Ponapé (9), die bis 900 m ansteigt. Hier liegt auch die Station selbst auf 100 m Höhe.

Die Regenhöhe auf Kusaie (10) wurde von Schott um 20% reduziert, obwohl die Station nur in 10 m Seehöhe liegt. Zu dieser Maßnahme berechtigen die hohen Berge auf der Insel. Die Station Eten auf der Insel Truck (11) wurde ohne weiteres übernommen, da die Insel selbst niedrig ist und die Station eine Beobachtungsdauer von 8 Jahren aufweist. Auf der Insel Lamutrik (12) zeigten die vierjährigen Beobachtungen offenbar zufällige Unterschiede der Monatsmittel, so daß eine übergreifende Mittelbildung vorgenommen wurde.

e) Die Marschall-Inseln.

Die Stationen Jaluit (13) und Ujelang (14) mit 18jährigen Beobachtungsreihen auf niedrigen Atollen konnten ohne weiteres übernommen werden.

f) Die Gilbert-Inseln, Banaba und Nauru.

Auf den Gilbert-Inseln wurde in Apaiang (15) nur 3 Jahre lang beobachtet. Hier mußte ein Ausgleich nach übergreifenden Mitteln vorgenommen werden. Orographische Störungen sind auf diesen niedrigen Inseln nicht zu erwarten.

g) Die Fanning-, Christmas- und Malden-Insel (18), (19) und (20).

Auch bei diesen Inseln handelt es sich um Atolle, so daß eine orographische Störung nicht zu befürchten ist. Die Beobachtungen umfassen auf der ersten und dritten Insel mehr als zwei Jahrzehnte, auf der zweiten 6 Jahre.

h) Ellice- und Union-Inseln.

Der Niederschlag auf den Stationen Nauomea (21), Niutao (22), Funafuti (23) und Nukulaelae (24) dieser Atolle schwankt von Jahr zu Jahr stark. Es liegen nur dreijährige, allerdings gleichzeitige Beobachtungen vor. Bei der Zeichnung der Karten wurden diese Werte daher mit der gebotenen Vorsicht verwendet. Orographische Störungen sind nicht zu erwarten. Von dem

Observatorium auf Pukapuka waren Monatsmittel in der zugänglichen Literatur leider nicht zu finden.

#### i) Die Marquesas-Inseln.

Die Beobachtungsstationen dieser Inseln Taiohae (26), auf Mukuhiva, Atuana (27), Hovaoa, Oomoa (28) auf Catuhiva haben im ganzen 51 Monate in einem Zeitraum von 30 Jahren beobachtet. Es bestehen starke Schwankungen von Jahr zu Jahr und von Monat zu Monat. Die Berge dieser Inseln reichen ohne Küstenebenen bis 1300 m hoch. Für die weitere Bearbeitung wurde versucht, eine mittlere Jahresreihe für Atuana abzuleiten, wobei wegen der Höhe der Insel eine Reduktion um 30% vorgenommen wurde.

#### k) Die Tuamotu-Inseln und Tahiti.

Die Insel Makatea (29) hat nur Erhebungen bis zu 70 m. Ihre Werte können also bei einer sechsjährigen Beobachtungsdauer ohne weiteres angenommen werden. Die Berge auf Mangarava gehen bis 430 m. Dieser Umstand und die nur zweijährige Reihe wurden in Übereinstimmung mit der Schottischen Karte durch eine Reduktion um 25% und übergreifende Mittel auszugleichen versucht. Die Insel Tahiti reicht bis zu 2230 m empor. Die auf der Station Papeete (31) angegebene Niederschlagsmenge braucht nicht reduziert zu werden, denn der Stationsort liegt auf der Nordwestseite der Insel im Lee des Passates, dem die Insel zudem nur die Schmalseite aussetzt.

#### l) Die Cook-Inseln.

Auf der Nordseite von Rarotonga liegt im Lee des Südostpassates der Beobachtungsort Avarua (32). Ihre Bergspitzen reichen bis 640 m. Außerdem liegen Beobachtungen auf der nördlichsten Insel Aitutaki (33) und der südlichsten Mangaia (34) vor. Die Beobachtungsdauer umfaßt 20 bis 30 Jahre. Die Stationen liegen sämtlich in geringer Meereshöhe. Die von ihnen gelieferten Werte weichen nicht stark voneinander ab.

#### m) Die Samoa-, Tonga- und Niue-Inseln.

Von den 9 Stationen der Samoa-Inseln wurde Muli-fana (35) an der WNW-Ecke von Upolu ausgewählt. Die Jahressumme von 2300 mm stimmt mit der von Schott für diese Stelle des Ozeans angenommenen überein. Alle Stationen der bis zu 1300 m hoch ansteigenden Insel zeigen einen ähnlichen Gang, aber in den einzelnen Monaten stark voneinander abweichende Niederschlagswerte. Die ausgewählte Station liegt im Lee der ESE-Winde, die an dieser Stelle des Ozeans das ganze Jahr über wehen.

Von den Tonga-Inseln liegen Beobachtungen in Neafu (36) und Nukualofa (37) auf der bis zu 70 m ansteigenden Hauptinsel vor. Die Station Alofi (38) auf Niue liegt an der Oberkante eines Steilabfalls ihres Hochplateaus, das Höhen bis zu 65 m aufweist. Wegen ihrer Lage wurde Nukualofa im Luv der regenbringenden Nordwinde um 20% reduziert (in Übereinstimmung mit der auf der Schottischen Karte angenommenen Jahressumme).

#### n) Die Fidschi-Inseln und die Neuen Hebriden.

Zur Darstellung der Niederschlagsverhältnisse der Fidschi-Inseln erschienen die Stationen Lautoka auf der Nordseite der großen Inseln Viti Levu (39) und auf der kleinen Insel Munia (40) am geeignetsten. Die erstere Insel hat Berge bis zu 1500 m Höhe, die letztere bis zu 350 m. Der jährliche Gang des Niederschlages auf beiden Inseln erscheint weitgehend parallel. Die Inselstörung auf Lautoka ist deswegen gering, weil es während der Passatzeit im Lee des Südostpassates und für die nördlichen Winde der Regenzeit nicht im Luv des östlich von ihm ansteigenden Gebirges gelegen ist.

Langjährige Beobachtungen liegen von der kleinen Insel Rotuma vor (41). Auf den Neuen Hebriden wur-

den die Beobachtungen in Vila (42) auf Efate und in Fatuna (43) ausgeführt. Beide Inseln sind sehr klein, aber hoch. Die Station Vila liegt auf der Leeseite des Passates.

#### o) Neu-Kaledonien und die Loyalty-Inseln.

Neu-Kaledonien ist eine 250 km lange und 30 km breite Insel, die sich von Südost nach Nordwest erstreckt und im Innern bis zu 1300 m hohe Gebirgsketten aufweist. Der Passat weht in dieser Gegend aus SEZE. Die Insel liegt also fast in der Richtung des Passates. Um den Niederschlag des Ozeans an der Stelle der Insel zu finden, wurde das Mittel der Beobachtungen einer Station auf der Nordseite — Honai-lou (45) — und zweier Stationen auf der Südwestseite — Noumea und Gomea (46) bzw. (44) — gebildet. Die so erhaltene Jahreskurve stimmt mit der Jahreskurve des Mittels aus den beiden Stationen Lifou (47) und Ro-Mare (48) auf den Loyalty-Inseln, die nur 110 km nordöstlich von Neu-Kaledonien liegen und nur Höhen bis 100 m aufweisen, praktisch überein.

#### p) Oster-Insel, Kermadec und Norfolk.

Die Oster-Insel (49) ist 180 km<sup>2</sup> groß und erhebt sich an den Ecken bis in Höhen von 500 m. Nach Knoche<sup>9)</sup> ist die Regenmenge ziemlich unabhängig von der Windrichtung. Die nur dreijährigen Beobachtungen wurden durch übergreifende Mittel ausgeglichen und um 10% reduziert, um den Einfluß der Höhen zu berücksichtigen.

Auf der nördlichsten der Kermadec-Inseln wurde 1908 eine Beobachtungsstation (50) unterhalten. Die regenbringenden Winde kommen dort überwiegend aus dem Nordquadranten. Die Beobachtungsstelle lag an der Westseite der 15 km<sup>2</sup> großen Insel, die Höhen bis zu 500 m aufweist. Die erhaltenen Werte wurden entsprechend der Schottischen Karte durch Reduktion um fast 40% von 2070 mm auf 1250 mm gesenkt. Es wurde auch versucht, die starken Unterschiede zwischen den einzelnen Monaten durch übergreifende Mittel auszugleichen.

Die Insel Norfolk (51) ist im allgemeinen nur 100 m hoch. Nur im Nordwesten erhebt sich ein Gipfel bis 330 m. Entsprechend der Schottischen Karte wurde der auf ihr beobachtete Niederschlagswert von 1393 mm im Jahr um 10% gesenkt.

#### 2. Die Inseln und das Festland des australischen pazifischen Küstenraumes.

##### a) Die Schooten-Inseln, der Bismarck-Archipel, die Salomonen und die d'Entre-Casteaux-Inseln.

Die Inseln in der Umgebung von Neuguinea tragen hohe Berge, so daß es schwer ist, aus den Beobachtungen auf ihnen die Regenverhältnisse des Ozeans an ihrer Stelle abzuleiten. Von den Schooten-Inseln wurde Seroei (54), vom Bismarck-Archipel Namaue (56), Namatanal (59) auf Neu-Mecklenburg und Petershafen (57) auf den Französischen Inseln ausgewählt, ferner Rabaul (58) auf der Gazelle-Halbinsel. An der Ostküste von Neuguinea wurde die kleine Insel Tami (60), von den Salomonen Kiëta (61), Fa'si (62) und Tulagi (63) und von den d'Entre-Casteaux-Inseln Louisuia (64) und Bonagai (65) benutzt. Die von Schott angebrachten Reduktionen für Petershafen, Kiëta, Louisuia und Bonalgai von 20% wurden auch hier eingesetzt. Zu nennen sind noch eine Station auf der Samarai-Insel (70), eine auf der Kikori-Insel (73) und je eine auf der Aru- und Kai-Insel [Toeal (66) und Dobo (67)]. Auf Neuguinea selbst wurden 5 Küstenstationen benutzt.

##### b) Das Festland von Australien.

Auf der Ostseite von Australien wurden 11 Küstenstationen ausgewählt. Diese Stationen müssen natürlich unreduziert verwendet werden, da die auf ihnen gemessenen Niederschläge unreduziert zum mindesten für das küstennahe Festland Bedeutung haben. Inwie-

weit die Beobachtungen von Küstenstationen auch für das vorgelagerte Meer als verbindlich angesehen werden können, muß in jedem Einzelfall besonders geprüft werden.

Als einzige Inselstation ist in diesem Raum die 400 km nordöstlich von Australien gelegene Willis-Insel unreduziert berücksichtigt worden.

Auf der Insel Tasmanien wurden drei Stationen benutzt.

c) Neu-Seeland, Chatham-Insel, Macquarie-Insel.

Auf der Insel Neu-Seeland wurden 8 Küstenstationen verwendet, die alle, bis auf das im Westwindstau gelegene Hokitika (94) an der Westküste, auch für den benachbarten Meeresraum Bedeutung haben dürften. Die Niederschlagswerte der kleinen, niedrigen Insel Chatham (96) mit ihrer 36jährigen Reihe wurden ungeändert übernommen, ebenso die der Campbell-Insel (99) trotz ihrer nur einjährigen Beobachtungen, da ihre Monatsmittel einen sehr ausgeglichenen jährlichen Gang zeigten. Bei der zweijährigen Reihe der subantarktischen Insel Macquarie (100) erwies sich dagegen die Bildung übergreifender Mittel zum Ausgleich als erforderlich.

3. Der ostasiatische Küstenraum.

a) Ostsibirien und Sachalin.

An der ostasiatischen Küste standen 15 Stationen zur Verfügung. Auf der Insel Sachalin wurden vier an der Küste gelegene Stationen verwendet. An Inselstationen konnten nur die Bering-Insel (102) und die Insel Mednyj (103) in der Literatur gefunden werden. Es ist anzunehmen, daß die Niederschlagsverhältnisse des Meeres durch diese Küstenstationen im Sommer nicht ganz richtig wiedergegeben werden, da die Sommerregen meist erst über der Küste selbst ihre volle Stärke erreichen.

b) Die großen japanischen Hauptinseln.

An der japanischen Küste wurden aus dem Klimatlas von Japan 14 Stationen ausgewählt. Sie dürften an der Südostküste auch für die Niederschlagsverhältnisse des benachbarten Meeres Bedeutung haben, wie die großen Niederschläge auf der der Küste vorgelagerten Insel Hatidyozima (134) beweisen, die nach der Schottischen Karte um 33 % reduziert wurden.

c) Die Inseln des japanischen Raumes.

Auf der Insel Formosa wurden 2 Stationen benutzt. Auf den kleineren Inseln südlich und westlich von Japan liegen 8 Stationen. Die Berge auf diesen Inseln erreichen meist keine bedeutenden Höhen. Mit Schott wurden an ihren Werten keine Reduktionen vorgenommen bis auf die an den erwähnten Beobachtungen auf Hatidyozima.

d) Die koreanische und mandchurische Küste.

Von der koreanischen und mandchurischen Küste wurden 7 Stationen ausgewählt. Sie können mit Schott als repräsentativ auch für das angrenzende Meer angesehen werden.

e) Die chinesische Küste.

An der chinesischen Küste wurden 7 Stationen benutzt. Sie wurden einer Arbeit von E. Gherzi<sup>10)</sup> bzw. ihrem Referat von A. J. Henry entnommen. Die gleiche Arbeit enthielt auch die Monatsmittel von 8 Inselstationen, die auf den der chinesischen Küste vorgelagerten Inseln arbeiteten. Alle Stationen wurden unreduziert übernommen.

f) Die Küste von Tonking-China und Siam.

An der tonkinesischen und siamesischen Küste standen 7 Stationen zur Verfügung, die sämtlich mit Braak<sup>11)</sup> als repräsentativ auch für die benachbarten Meeresteile betrachtet werden können.

g) Insulinde und die Philippinen.

Unter den 38 Stationen in Insulinde und den Philippinen sind nur 6 reine Inselstationen. Alle übrigen liegen an der Küste von größeren Inseln. Sie lassen sich aber unschwer auch zur Interpolation der Werte des Niederschlages auf den zwischen den Inseln liegenden Meeresgebieten verwenden, wie es auch von Braak in seiner Behandlung der Niederschläge in diesem Gebiet geschehen ist. Bei den reinen Inselstationen handelt es sich um Besco (188), einer kleinen Insel südlich von Formosa; Discovery Oostbank (178) auf einem Leuchtturm auf einem Riff südwestlich Borneos; Tarempa, Sedanan und Seresan (181), (182) und (183) östlich von Singapur und Servaru (207) östlich von Timor. Alle diese Inseln sind flach und meist auch klein, so daß eine Reduktion nicht erforderlich wurde.

4. Der amerikanische Küstenraum.

a) Die Küste von Alaska, die Westküste von Kanada und den Vereinigten Staaten.

An der Küste von Alaska wurden 11, an der kanadischen Westküste 5 und an der Westküste der Vereinigten Staaten 8 Stationen ausgesucht. Einige derselben liegen auf größeren Inseln, die der Küste unmittelbar vorgelagert sind. Sie sind sämtlich auch als repräsentativ für das benachbarte Meer anzusehen, wobei allerdings die Niederschlagsmenge von der Küste von Alaska seewärts stark abnimmt.

b) Die Niederschläge an der Küste von Mexiko und Mittelamerika.

Die 8 Küstenstationen von Mexiko und die 9 mittelamerikanischen Stationen können als repräsentativ für die angrenzenden Meeresteile betrachtet werden. Dies gilt natürlich für die trockene Jahreszeit, aber auch für die Regenzeit im Sommer und Herbst, weil in dieser Zeit die regenbringenden Luftströmungen ziemlich parallel der Küste verlaufen. Eigentliche Inselstationen fehlen an der ganzen nord- und mittelamerikanischen Küste. Leider eignen sich weder Guada-Lupe, noch Glabarbane auf 10° n. Br., noch die Kokosinseln zur Anlage von Regenstationen.

c) Die Küste von Südamerika.

Der Knoch'schen Bearbeitung des Klimas von Südamerika konnten 23 Küstenstationen entnommen werden. Von ihnen sind die niederschlagsreichen südlichen Stationen bestimmt nur für das küstennahe Meer repräsentativ. Die Ergänzung ihrer Angaben nach See hin muß an Hand der Beobachtungen der Niederschlagshäufigkeit auf den Schiffen erfolgen. Außer diesen Stationen konnten vor der südamerikanischen Küste noch die Inselstation Juan Fernandez (271) benutzt werden, die 600 km von der Küste entfernt liegt. Da die Insel klein und niedrig ist, brauchten ihre Werte in Übereinstimmung mit Schott nicht reduziert zu werden.

5. Der Küstenraum des westlichen Hinterindiens und westlichen Australiens.

a) Der östliche indische Küstenraum.

Von der Insel Ceylon wurden zwei Stationen an der Südwest- und der Nordostküste ausgewählt und an der Küste des Golfes von Bengalen 11 Stationen.<sup>12)</sup> Dazu standen die Werte von drei Inselstationen im Golf von Bengalen, nämlich Table Island (282), Port Blair (293) und Nan Kauri (296) zur Verfügung. Die Inselstationen wurden unreduziert benutzt, da sich in ihrer Nähe nur 100 bis 200 m hohe Erhebungen befanden und die Inseln meist nur 10 km breit sind.

b) Der Küstenraum von West-Insulinde.

An der Küste der großen Insel Sumatra wurden 6 Küstenstationen ausgewählt, die in ungefähr gleichen Abständen von 350 km liegen. Außerdem wurden

noch 6 Stationen auf den 150 km vor der Westküste von Sumatra vorgelagerten Inseln benutzt, die infolge der meist nur geringen Erhebungen auf diesen Inseln als repräsentativ für die Niederschläge in diesen Gewässern angesehen werden können. Auf der Südküste von Java wurden vier Stationen ausgesucht. Diese sind in der Regenzeit allerdings nur bedingt repräsentativ für das Meer anzusehen, an dem sie liegen. Dagegen dürfte die an der Westküste der Insel Soemba gelegene Station Parona Berero (313) auch für die Verhältnisse des Meeres vor ihr Aufschluß geben, da das Gebirge dieser Insel weit vom Meer entfernt liegt. Das gleiche gilt auch für die kleine Christmas- (315) und Keeling-Insel (314), die 400 bzw. 1000 km südwestlich von Java liegen.

c) Der Küstenraum von Westaustralien.

Der Küstenraum von Westaustralien wird durch sieben Stationen vertreten, die sämtlich, da sie im niederschlagsarmen Gebiet liegen, auch die Verhältnisse über dem benachbarten Meere wiedergeben.

6. Der westliche Indische Ozean.

a) Die Westküste von Vorderindien.

Der Niederschlag an der Westküste von Vorderindien wurde durch 6 Stationen wiedergegeben, die nur wenig über die Verhältnisse über dem vorgelagerten östlichen Teil des Arabischen Meeres aussagen.

b) Die Inseln des Indischen Ozeans.

Niederschlagsmessungen liegen im Indischen Ozean von den Inseln: Amini Divi (327), Minikoy (330), Diego Garcia (331), Mahé (332), Rodriguez (333), Mauritius (334/338), Réunion (339/340) und den Kerguelen (341) vor.<sup>12)</sup> Die ersten drei dieser Stationen liegen auf den flachen Korallenriffen der Lakkediven-, Malediven- und Chagos-Inseln. Sie geben also mit ziemlicher Sicherheit die Niederschlagswerte des Ozeans an der von ihnen eingenommenen Stellen. Im Gegensatz dazu tragen die 300 km<sup>2</sup> große Mahé-Insel in den Seychillen und die 100 km<sup>2</sup> große Insel Rodriguez bis zu 1000 m hohe Gebirge und die Inseln Mauritius, Réunion und Kerguelen sind größere Inseln mit z. T. höheren Gebirgen. Eine vorsichtige Abwägung der Ergebnisse der zahlreichen Niederschlagsstationen auf Mauritius führte dazu, die Niederschlagsmessungen im Royal-Alfred-Observatorium dieser Insel als repräsentativ für den Ozean an dieser Stelle zu betrachten. Der gleiche Niederschlagsgang ergab sich für die benachbarte Insel Réunion, wenn man das Mittel einer Station der Nordküste und einer der Südküste nimmt. Von der Station Kerguelen liegt nur eine einjährige Beobachtung auf der Leeseite der im Westen liegenden Gebirge vor.<sup>11)</sup> Die Lage der Station macht es wahrscheinlich, daß der Niederschlag an ihr zu niedrig gemessen wurde. Im Einklang mit Schott wurde deshalb der Niederschlag um 20% erhöht. Außerdem wurde zwischen den Monaten ein Ausgleich durch übergreifende Mittel durchgeführt.

7. Das vorderasiatische und ostafrikanische Küstengebiet des Indischen Ozeans.

a) Der Niederschlag an den Ostküsten Vorderasiens.

Der Niederschlag Vorderasiens wurde von G. Bauer<sup>15)</sup> im Jahre 1932 zusammenfassend bearbei-

tet und nach Möglichkeit auf eine gleiche 20jährige Epoche reduziert. Aus dieser Arbeit wurden im ganzen 18 Küstenstationen am Persischen Golf und am Roten Meer entnommen. Ihre meist geringen Niederschläge können auch für das angrenzende Meer als verbindlich angenommen werden.

b) Die afrikanische Ostküste.

Von der Küste des Somali-Landes waren Niederschlagsdaten nicht zu beschaffen. Hier wurde die Isoplethendarstellung des jährlichen Ganges der Niederschläge von G. Schott aus der Geographie des Indischen und Stillen Ozeans benutzt. Erst südlich des Äquators liegen Monatsmittel des Niederschlages vor.<sup>16)</sup> Im ganzen handelt es sich mit den küstennahen Inseln Pembe und Sanzibar um 17 Stationen. Auch von ihnen kann angenommen werden, daß sie in den Trockengebieten die Niederschlagsverhältnisse des angrenzenden Meeres gut darstellen. Östlich des Niederschlagsgebietes an der Küste des ehemaligen Deutsch-Ostafrika zeigt sich über dem Meer eine unerwartet geringe Niederschlagshäufigkeit. Es muß daher angenommen werden, daß zwischen dem Gebiet mit besonders starken Niederschlägen um die Seychillen und an der Küste Ostafrikas auch zur Regenzeit eine durchgehende Verbindung nicht besteht. Auf Madagaskar wurden 6 Küstenstationen benutzt. Von ihnen zeigen die niederschlagsreichen Stationen der Ostseite offenbar wesentlich höhere Werte als das Meer vor der Insel, während die Küstenstationen auf der Westseite auch die Niederschlagsverhältnisse in der Straße von Madagaskar wiedergeben dürften.

8. Der Nordrand der Antarktis.

Am Nordrand der Antarktis liegen im betrachteten Gebiet nur 3 Orte mit brauchbaren Messungen vor. Nämlich die Gauß-Station südlich der Kerguelen, Kap Adare (383) und die Petermann-Insel (384) südlich Kap Horn. Lediglich die Beobachtungen der letzteren Station wurden unter Ausgleichung durch übergreifende Mittel übernommen. Die Niederschlagsmenge auf der Gauß-Station und auf Kap Adare ist wegen der Beteiligung des Treibsnees an den Messungen kaum abzuschätzen. Schätzungen der Niederschlagsmenge führten u. a. Meinardus<sup>17)</sup> und Schott durch. Ersterer kam auf 800 mm/Jahr, letzterer in seiner Jahreskarte auf die Hälfte. Diese letztere Menge wurde als die wahrscheinlichere hier angenommen, aber der jährliche Gang nach Meinardus berechnet.

9. Die Niederschlagstabelle der ausgeglichenen Stationen.

Die beigelegte Tabelle gibt einen ganz kurzen Auszug von 21 der in der großen Tabelle benutzten 384 Stationen. In sie sind alle die Stationen aufgenommen, die in anderen Tabellen nicht zu finden sind. Nämlich die, bei denen eine Mittelbildung zwischen verschiedenen ausgewählten Stationen oder ein Ausgleich durch übergreifende Mittel durchgeführt wurde.

**Tabelle der mittleren Monatssummen der Niederschläge an den ausgeglichenen und einigen reduzierten Stationen in mm.**

Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
α) Hawai = $\frac{1}{3}$ (Makaweli + Honolulu + Wailuku)							158,0 °W	21,0° N					
	117	74	87	60	35	18*	21	24	30	38	68	107	680
β) Midway-Inseln (ausgeglichen)							177,4 °W	28,2° N					
	93	97	98	92	83	80	84	109	96	88	68*	83	1070

Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
γ) Lamutrik-Insel (ausgeglichen)	153	96*	154	239	260	277	146,5 °E <b>317</b>	7,4° N 290	224	216	236	226	2688
δ) Apaiang (ausgeglichen)	<b>259</b>	217	212	232	172	172	173,0° E 147	1,8° N 93*	110	184	197	224	2244
ε) Atuona (zusammengestellt und reduziert aus Taiohae, Atuona und Oomoa)	101	91	91	90	117	74	139,0° E <b>118</b>	9,8° S 65*	105	92	72	112	1200
η) Mangareva (reduziert und ausgeglichen)	113	121	114	106	124	122	134,9° W 97*	23,1° S 105	152	<b>175</b>	158	133	1500
ζ) Mulifanua (wahrscheinlich die Charakterstation für das Meer um Samoa)	291	288	272	158	148	124	172,1° W 113	13,8° S 91*	100	166	256	<b>353</b>	2355
θ) Neu Kaledonien = 1/3 (Gomen + Honailou + Noumea)	<b>224</b>	204	216	153	109	140	165,6° E 98	21,5° S 69	73	35*	85	89	1495
ι) Loyalty-Inseln = 1/2 (Lifou + Ro-Mare)	190	163	<b>234</b>	200	98	104	167,5° E 130	21,0° S 110	101	72	58*	61	1521
κ) Oster Insel (ausgeglichen und reduziert)	84	96	138	130	125	<b>147</b>	109,4° W 102	27,2° S 66*	66*	72	85	90	1200
λ) Kermadec Insel (ausgeglichen und reduziert)	90	100	111	<b>125</b>	107	86	177,7° W 96	29,3° S 100	89	82	80*	82	1250
μ) Louisiä (reduziert mit 0,70)	252	336	<b>350</b>	266	287	245	151,0° E 175	8,6° S 168*	172	168*	224	210	2850
ν) Macquarie Insel (ausgeglichen)	103	101	104	<b>107</b>	<b>107</b>	105	158,8° E 99	54,5° S 97	96	95*	95*	99	1223
ο) Hatidyozima (reduziert mit 0,67)	134	157	172	161	180	216	139,8° E 161	33,1° N 195	267	<b>375</b>	204	120*	2200
π) Anambas und Natuna Inseln = 1/3 (Tarempa + Sedanau + Serasan)	327	172	158	143	171	141*	107,7° E 163	3,1° N 144	179	303	340	<b>375</b>	2616
ε) Nau Kauri (ohne Reduktion)	70	47*	58	123	343	344	94 ° E 322	8 ° N 298	293	<b>362</b>	342	302	2904
σ) Diego Garcia (ausgeglichen)	293	291	221	174	162	115	72 ° E 89*	7 ° S 100	143	268	<b>329</b>	289	2474
τ) Royal Alfred Observatorium (angenommen als Charakteristikum für das Meer um Mauritius)	197	213	<b>236</b>	116	83	65	57,5° E 67	20,1° S 63	33	32*	44	123	1272
φ) Réunion = 1/2 (St. Denis + St. Pierre)	218	175	207	<b>227</b>	95	70	55,2° E 40	21,0° S 56	40	39*	60	123	1350
ψ) Kerguelen (ausgeglichen und reduziert)	81	72	71	65*	79	107	69,9° E 120	49,4° S <b>133</b>	109	88	88	88	1101
χ) Petermann-Insel (ausgeglichen)	14*	20	29	<b>31</b>	29	25	64,2° W 19	65,2° S 20	28	30	22	17	284

### III. Die Niederschlagshäufigkeit.

#### 1. Allgemeines.

Die prozentuale Niederschlagshäufigkeit über den Ozeanen ist in den benutzten amerikanischen Klimakarten der Ozeane in Karten der Vierteljahresmittel wiedergegeben. Benutzt wurden vor allem die Karten für die Häufigkeit aller Niederschläge, also für Regen, Starkregen, Nieseln und Schauer. Dies mußte deswegen geschehen, weil die auch in dem Werk enthaltenen Karten für Regen und Starkregen allein nicht genügend viel Einzelheiten aufwiesen. An sich wären die letzteren Karten, wie bereits an einer anderen Stelle dieser Arbeit ausgeführt wurde, geeigneter. Um die Darstellungen der Niederschlagshäufigkeit für die vorliegende Arbeit nutzbar zu machen, mußten die folgenden Aufgaben gelöst werden:

- Es mußten aus den Vierteljahresdarstellungen die Häufigkeitswerte für die einzelnen Monate abgeleitet werden für ein möglichst dichtes Netz von Punkten an der Ozeanoberfläche;
- Es mußten aus der Darstellung des Jahresganges der prozentualen Häufigkeit der Niederschläge möglichst in Verbindung mit den Werten der Inselstationen und unter Berücksichtigung der Karte der Jahressummen Zahlenwerte für die Niederschlagsmenge in jedem Monat an allen Punkten der Ozeanoberfläche bestimmt werden.

Um diese Aufgaben zu erfüllen, wurde über den gesamten Indopazifischen Meeresraum im ganzen 13 Strecken gelegt, von denen 11 mit Meridianen zusammenfielen und der jährliche Gang des Niederschlages längs dieser Profile festgestellt. Zur Ermittlung des

jährlichen Ganges stand hierbei die Jahressumme des Niederschlages zur Verfügung, die aus der Karte 3 entnommen wurde, die jährliche Verteilung der prozentualen Niederschlagshäufigkeit und der tatsächlich gemessene jährliche Gang des Niederschlages auf den Inselstationen, die dem jeweils betrachteten Profile benachbart lagen. Der jährliche Gang der prozentualen Häufigkeit wurde graphisch bestimmt. Es wurde hierzu eine Isoplethendarstellung des jährlichen Ganges der Niederschlagshäufigkeit entworfen, in der für einen Meridianschnitt in der Ordinate die geographische Breite, in der Abszisse die Zeit aufgetragen wurde. Die Isoplethendarstellung erfolgte dann zunächst in einer Stufenkurve, zu deren Entwurf die Schnittpunkte der Isolinien der Niederschlagshäufigkeit mit den betreffenden Meridianen in den vier Vierteljahreskarten des amerikanischen Atlases benutzt wurden. Diese Stufenkurven der mittleren Niederschlagshäufigkeit für die Vierteljahre wurde dann unter Beachtung der notwendigen Gleichheit der Flächen über dem mit der Abszisse parallelen Teil einer jeden Stufe zu einem Kurvenzug umgeformt. Aus dieser Darstellung konnte die Niederschlagshäufigkeit längs des betreffenden Meridians für einen jeden Monat ermittelt werden.

Niederschlagsmengen hineingearbeitet werden, die auf den dem Profil benachbarten Inseln beobachtet wurden.

## 2. Die einzelnen Niederschlagsprofile.

### a) Das Meridianprofil 40° ö. L.

Besondere Punkte sind Daresalam (366) auf 7° s. B., Mossuril (369) auf 15° s. B., für 25° s. B. wurde das Mittel zwischen Lourenço Marques (373) und Tuléar (378) eingesetzt. Der jährliche Gang des Niederschlages stimmt in dieser Gegend mit der Häufigkeitskurve befriedigend überein. Eine solche Übereinstimmung wurde auch für den südlich daran anschließenden Teil des Ozeans angenommen.

### b) Das Meridianprofil 55° ö. L.

Besondere Punkte sind Mahé (332) in 5° s. B., Réunion (339, 340) auf 21° s. B. Die Werte von Mahé wurden wegen der Lage der Station mit 0,9 reduziert. Der jährliche Gang in der Umgebung von Réunion wurde entsprechend dem Gang der Niederschlagshäufigkeit abgeändert und der vermutlich zu hohe Januarwert reduziert. Südlich des 30. Breitengrades wurde entsprechend der Häufigkeitskarte ein weiteres Minimum des Niederschlages angenommen. Der jähr-

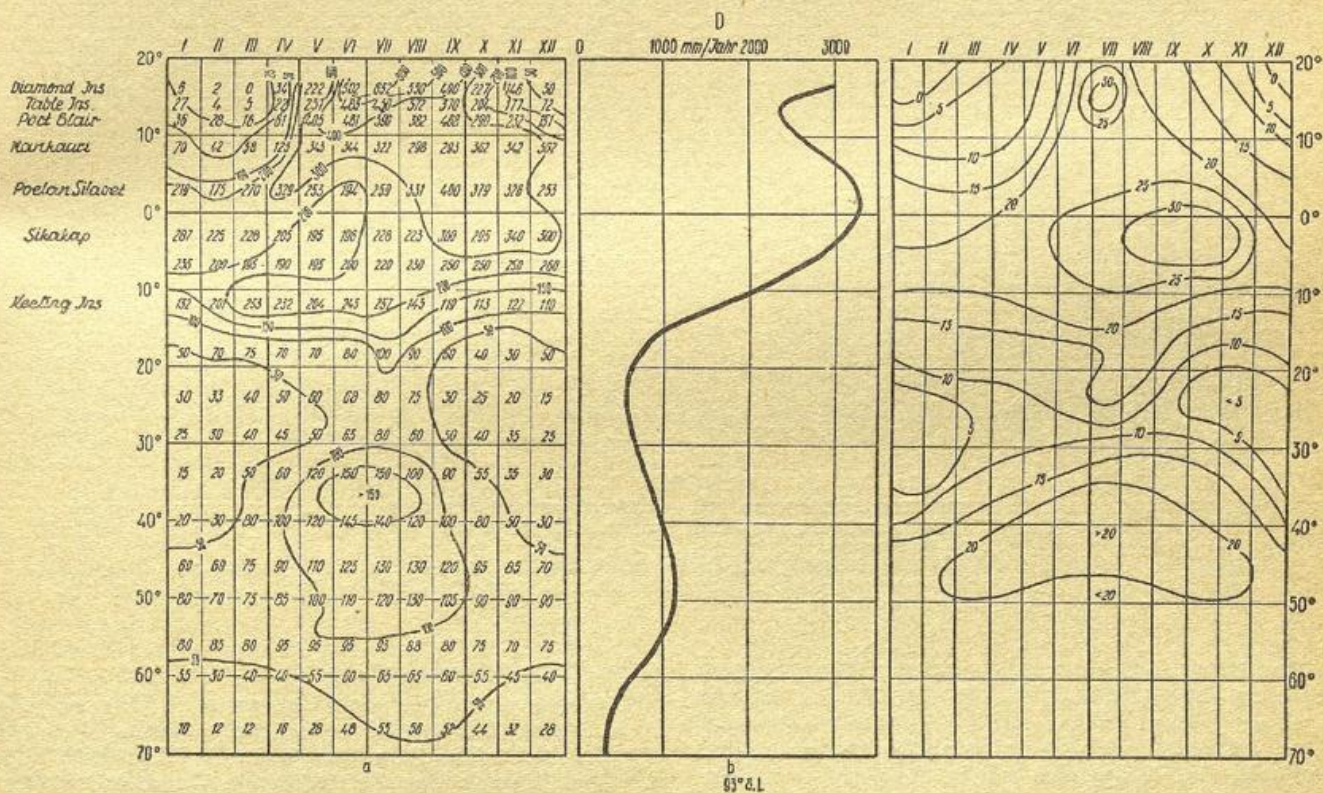


Abb. 5

- Das Niederschlagsprofil D — Meridianprofil 93° ö. L. —  
 a) Isoplethendarstellung der Niederschlagsmenge im Jahresgang.  
 b) Jährliche Niederschlagsmenge längs des Profils.  
 c) Isoplethendarstellung des jährlichen Ganges der Niederschlagshäufigkeit.

Dieses Diagramm ist in den Profildarstellungen, von denen die Abbildungen 5 und 6 zwei Beispiele geben, rechts (c) dargestellt. In dem mittleren, mit (b) bezeichneten Diagramm ist die Jahressumme des Niederschlages in mm längs eines jeden Meridians wiedergegeben. In der linken Seite der Abbildung ist schließlich die Isoplethendarstellung des jährlichen Ganges der Niederschlagsmenge aufgezeichnet. Dieses Diagramm wurde durch Komposition der Isoplethen der Niederschlagshäufigkeit mit den betreffenden Kurven der Jahressumme längs des Profils erhalten. In diese Darstellung mußten die jährlichen Gänge der

liche Gang des Niederschlages in 50° Breite konnte schon als ähnlich dem auf Kerguelen dargestellt werden.

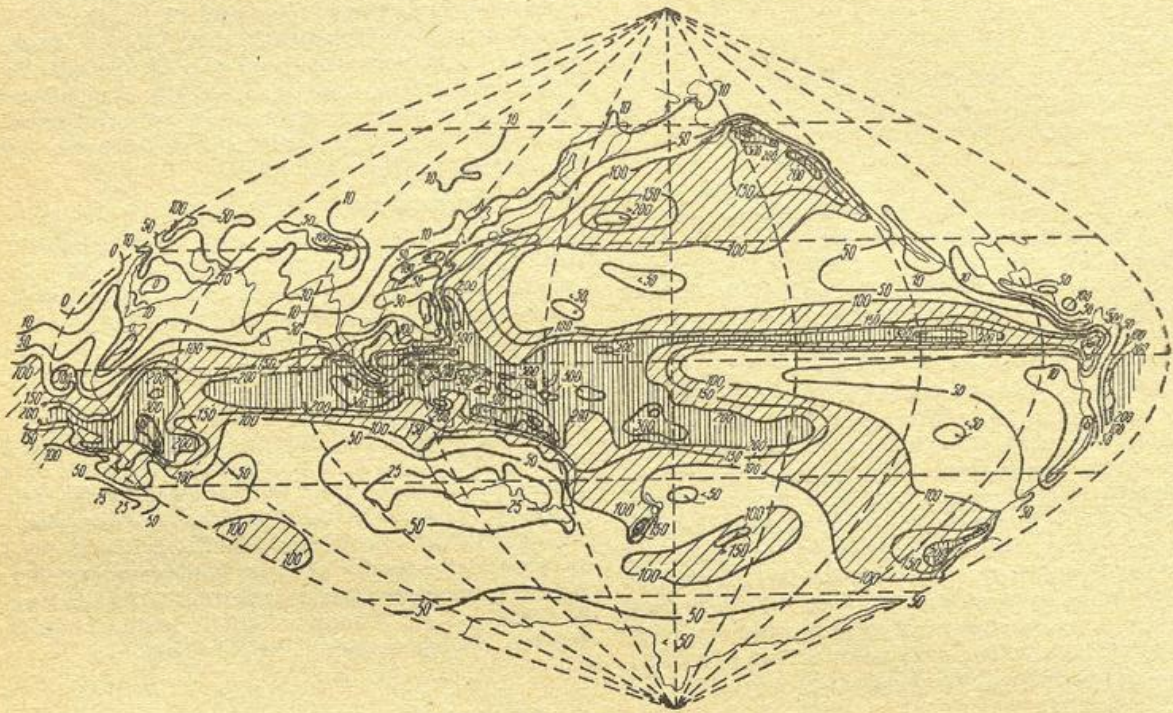
### c) Das Meridianprofil 73° ö. L.

Besondere Punkte in der Nachbarschaft dieses Profils sind Aminidivi (327) auf 11° n. B., Minicoy (330) auf 8° n. B., Diego Garcia (331) auf 7° s. B. und Kerguelen (341) auf 50° s. B. Aus der Gegenüberstellung der Zahlen der Niederschlagsmenge und der Niederschlagshäufigkeit in den Tropen und um die Kerguelen erkennt man deutlich den Einfluß der Breitenlage auf

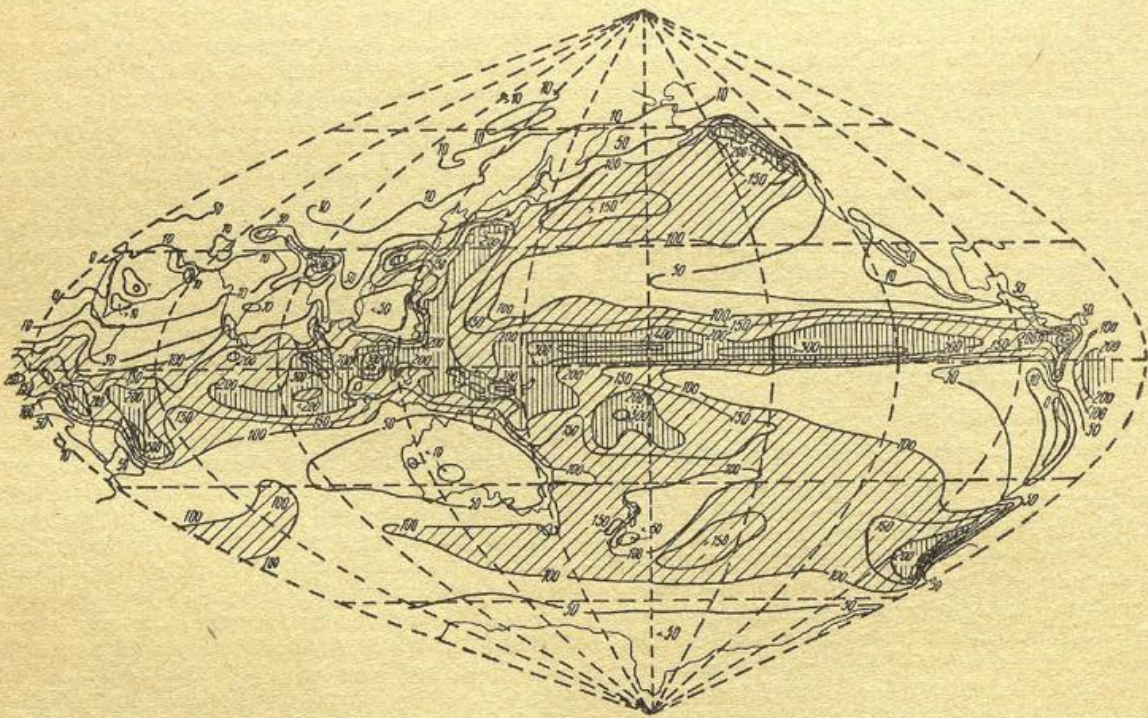
den kann. Offenbar besteht zwischen den Trajektorien und den Stromlinien nur in den Gebieten der wandernden Zyklonen ein grundlegender Unterschied, während in den Gebieten der Passate und Monsune wesentlich einfachere Verhältnisse vorliegen.

2. Die Niederschlagskarten der einzelnen Monate.

Von den 12 Monatskarten werden in dieser gekürzten Veröffentlichung die Karten eines jeden zweiten Monats, also die für Februar, April, Juni, August, Oktober und Dezember wiedergegeben (Abb. 7a—f). Außer-



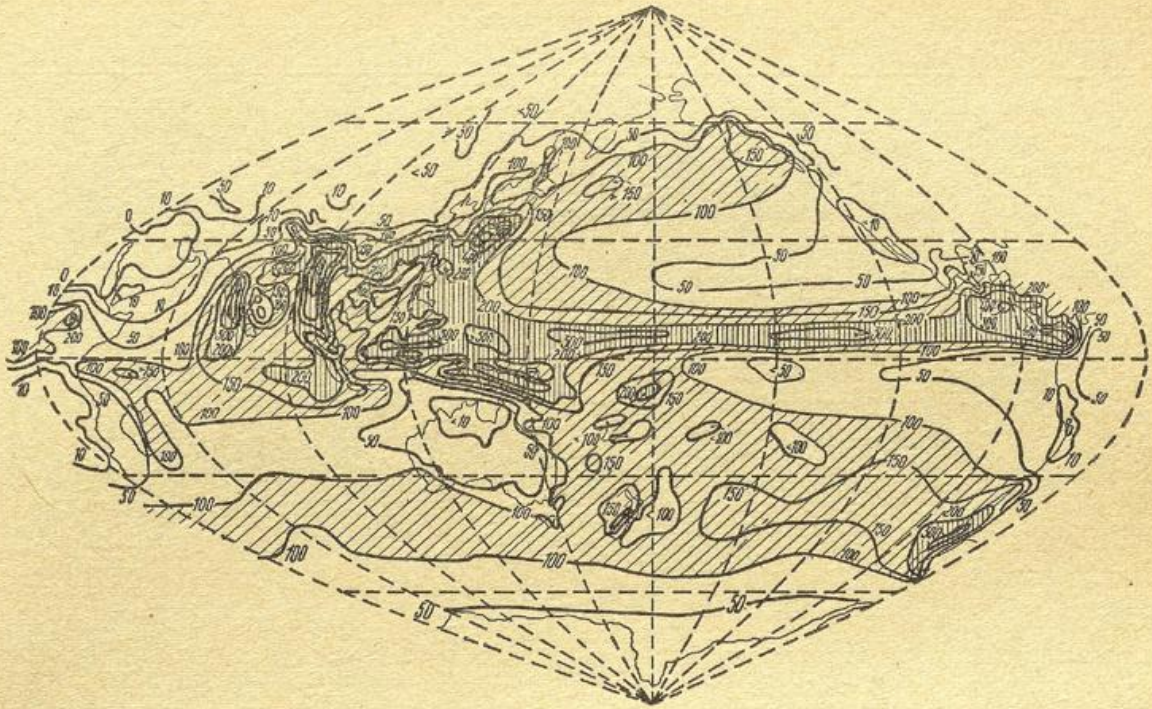
a: Februar



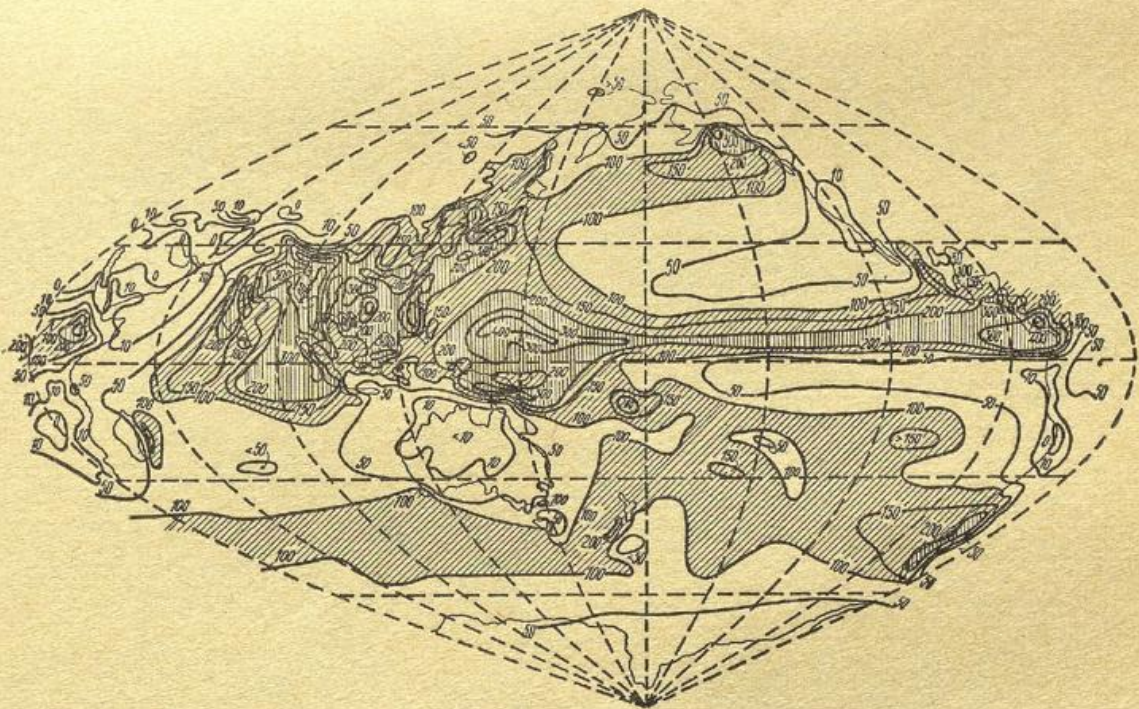
b: April

Abb. 7 a—b

Die Niederschlagskarten des Indopazifischen Raumes

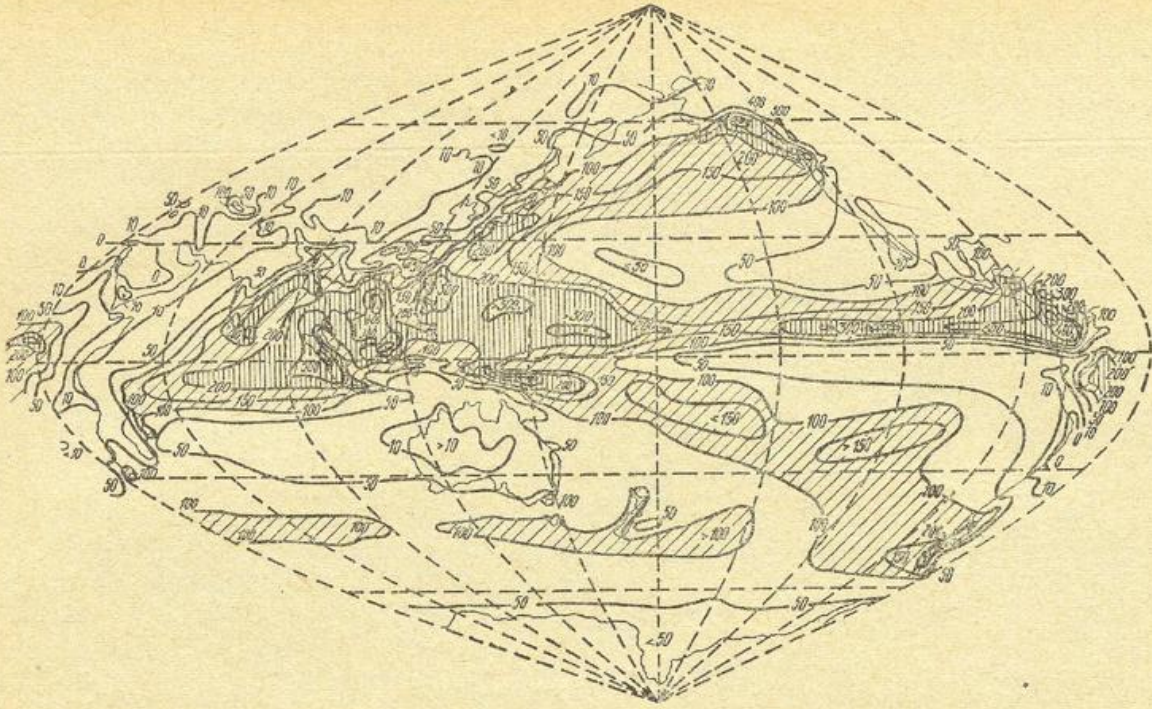


c: Juni

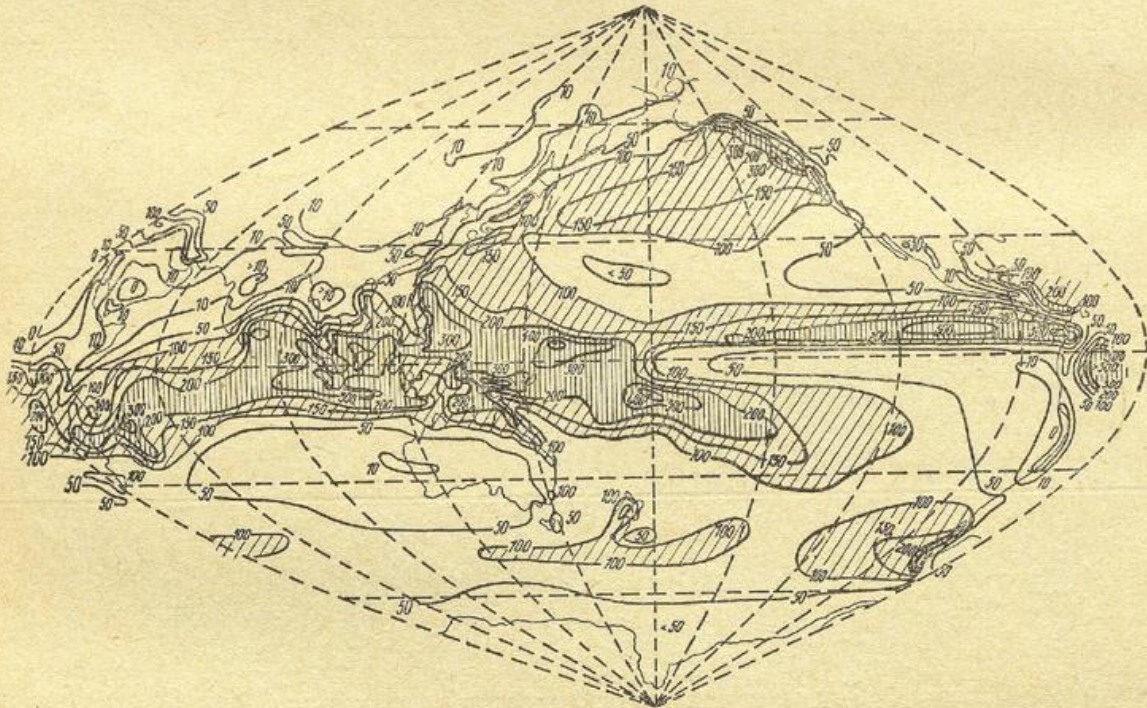


d: August

Abb. 7 c—d  
Die Niederschlagskarten des Indopazifischen Raumes



e: Oktober



f: Dezember

Abb. 7 e—f  
Die Niederschlagskarten des Indopazifischen Raumes

dem wurden, um die Verbindung der Luftströmungen mit den Niederschlägen zu verdeutlichen, noch die soeben erwähnten Stromlinienkarten mit eingezeichneten Isohyethen für die Monate Januar, April, Juli und Oktober in der Abbildung 8a—d dargestellt. Aus diesen Karten kann bereits in großen Zügen die

Deckung des Wasserbedarfes der einzelnen Niederschlagsgebiete erkannt werden. Eine genauere Behandlung des Wasserhaushaltes wird im 2. Teil dieses Berichtes erfolgen, in dem auch die Karten der Verdunstung des Indopazifischen Raumes gezeigt werden.

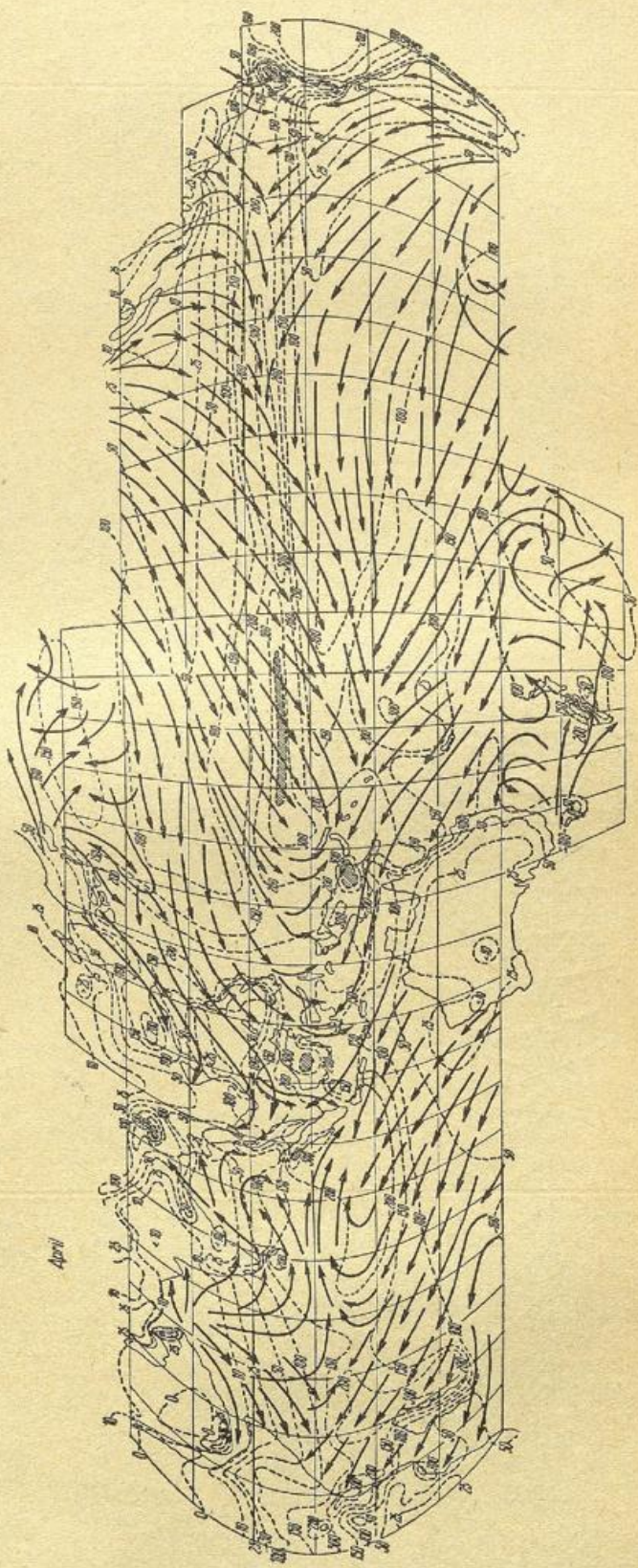
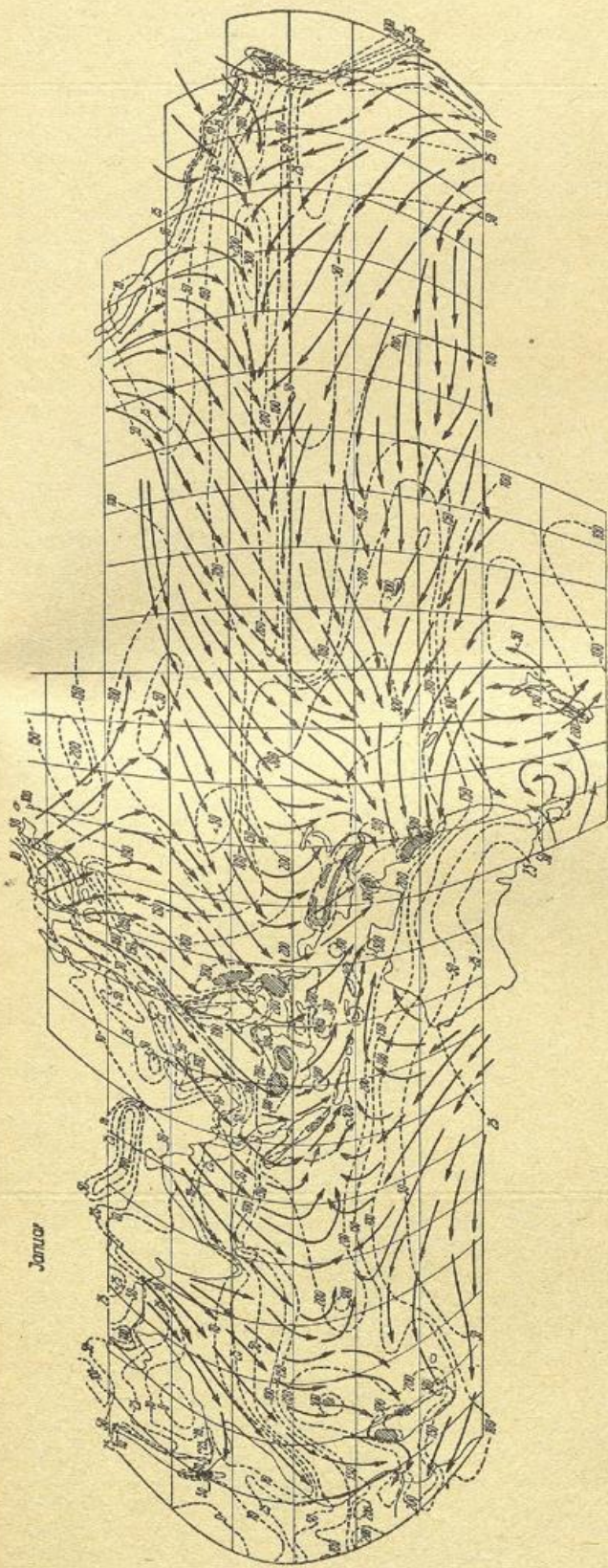


Abb. 8 a—b  
Niederschlagskarte der Hauptniederschlagsgebiete  
und der Richtungen der vorherrschenden Winde

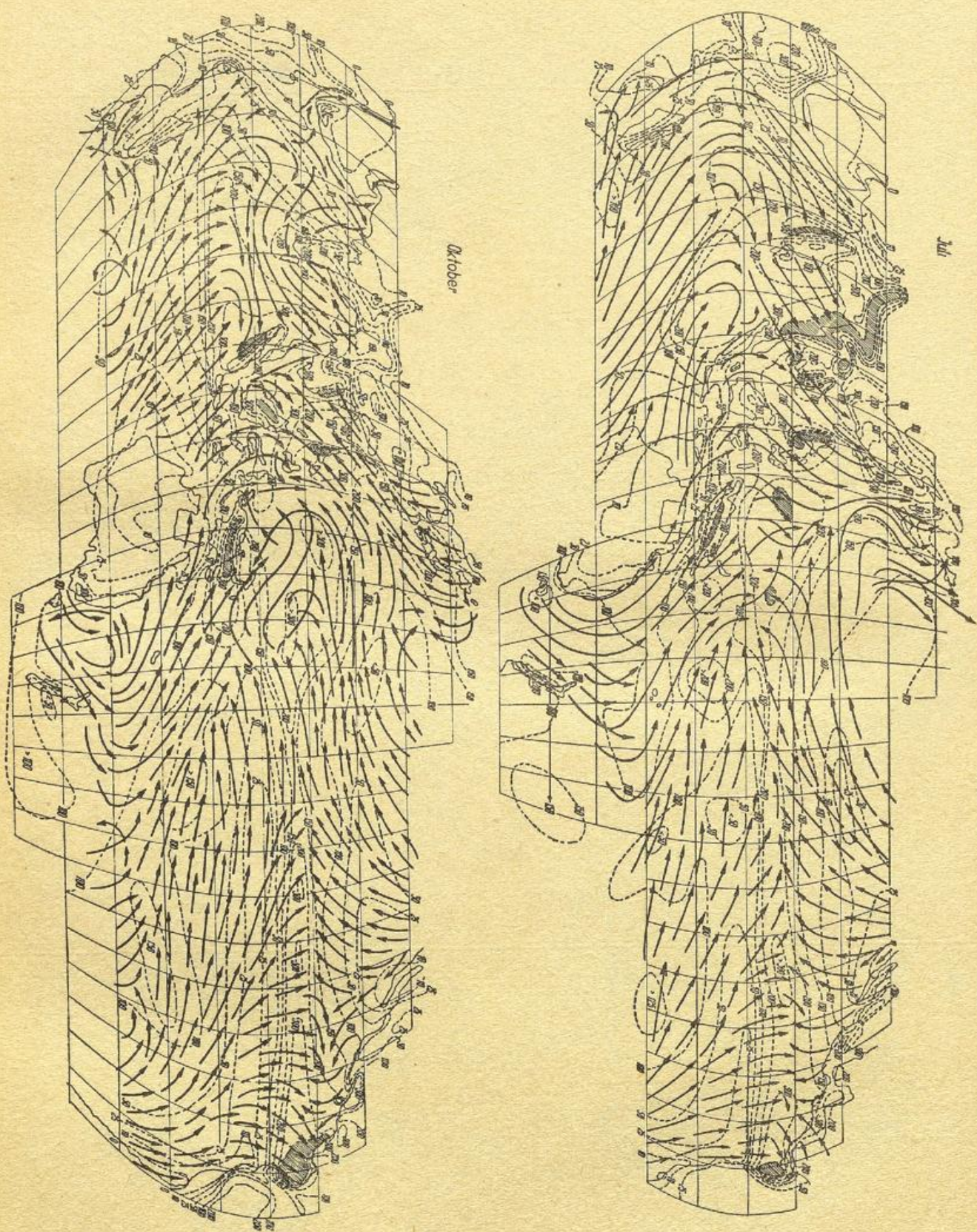


Abb. 8 c—d  
Niederschlagskarte der Hauptniederschlagsgebiete  
und der Richtungen der vorherrschenden Winde

a) Die Niederschlagskarten für Dezember, Januar und Februar.

(Abb. 7f und a und 8a)

Die Hauptniederschlagsgebiete sind im Nordwinter im Indischen Ozean: Ostafrika südlich von 10° s. B., der Nordosten von Madagaskar und das nördliche daran anschließende Gebiet um die Seychillen, das äquatornahe Niederschlagsgebiet in 7° s. B. von Diego Garcia bis zur Westküste von Sumatra und Südküste von Java, ferner das Niederschlagsgebiet an der Westküste und im Innern von Borneo. Im pazifischen Raum liegen die Hauptniederschlagsgebiete an der Ostküste der Philippinen, in Neu-Guinea und Nord-Australien. Über dem Ozean befindet sich das große Niederschlagsgebiet des Südpassates zwischen 10° und 20° s. B., das westlich von 160° w. L. bis nach Australien reicht, ferner das Niederschlagsgebiet des Nordostpassates von 8° n. B. bis 10° s. B., westlich von 180° ö. L. bis nach Neu-Guinea, weiter das Niederschlagsgebiet um den Niederschlagsäquator um etwa 5° n. B., das im äußersten Westen in das Niederschlagsgebiet an der Nordwestecke von Südamerika übergeht.

Hierzu kommen noch die außertropischen Niederschlagsgebiete in den nördlichen und südlichen mittleren Breiten im Pazifik und in den mittleren südlichen Breiten des Indik. Ihre größte Intensität erreichen sie an den nördlichen und südlichen Anden, an den Stellen, wo die Westwinde auf die hohen Gebirge treffen.

Zeichnet man aus dem McDonaidschen Atlas die Richtungslinien des Windes in die Niederschlagskarten ein (Abb. 8a), so erkennt man, daß die Niederschlagsgebiete in Ostafrika sowohl von der Wintermonsunströmung aus Indien über das Arabische Meer gespeist werden, als auch von dem Südostpassat, der südlich um Madagaskar herumgreift. Das Niederschlagsgebiet um die Seychillen und um Nordmadagaskar wird ebenfalls von dem Wintermonsun über das Arabische Meer versorgt. Die Ostküste von Madagaskar wird vom Südostpassat bewässert. Das Niederschlagsgebiet von den Chagos-Inseln bis nach Sumatra liegt in der Begegnungslinie des Wintermonsuns mit dem Südostpassat. Die großen, geländebedingten Niederschläge an der Westküste Sumatras rühren vom asiatischen Wintermonsun her. Im Süden Sumatras und im Westen Javas werden sie vom Südostpassat verstärkt. Diese nach Osten umgebogene Passatströmung speist auch das Niederschlagsgebiet in Nordwest-Australien, das auch von der Verlängerung der ostasiatischen Monsunströmung Wasser zugeführt erhält. Diese Strömung kommt über das Gelbe und das Südchinesische Meer und verursacht auch große Niederschläge, westlich von Borneo und auf dieser Insel, an der Ostküste der Philippinen und von Celebes. Das große Niederschlagsgebiet um Neu-Guinea und nordöstlich davon wird von dem Nordostpassat des Stillen Ozeans bewässert, der hier weit nach Süden durchgreift und durch Stau vor den Gebirgen Neu-Guineas Strömungskonvergenzen mit großen Niederschlägen im Nordosten dieser Insel bildet.

Für das Niederschlagsgebiet zwischen 10° und 20° s. B., das südlich daran anschließt, ist die Konvergenz des Südostpassates, der hier mit großer Stetigkeit parallel den Breitenkreisen von Osten nach Westen strömt, mit einer westlich von ihm laufenden Strömung aus ESE von geringerer Stetigkeit die Veranlassung. Der Grund für die Aufteilung des Südostpassates in zwei Strömungen dürfte letzten Endes im asiatischen Wintermonsun zu suchen sein. Durch ihn wird zunächst der Nordostpassat in die Gegend nördlich von Neu-Guinea gedrängt. Der Nordostpassat drückt dann seinerseits den östlichen Zweig des südlichen Passates zurück und biegt ihn nach Westen um, so daß er dem westlichen Zweig des Südpassates in die

Flanke stößt. In der an diese Arbeit anschließenden Untersuchung über den Wasserhaushalt des Indopazifik sind diese Verhältnisse noch näher auseinander gesetzt.

Das unmittelbar südlich des Äquators gelegene niederschlagsarme Gebiet östlich von 180° w. L. zwischen 1° n. B. und 10° s. B. entsteht nach Schott (19) durch die tiefen Temperaturen in dem dort an der Oberfläche strömenden kalten Auftriebswasser. Hierdurch wird die Verdunstung stark vermindert, so daß eine Wasseraufnahme der Luft und eine Niederschlagsbildung kaum zustande kommen kann. Tatsächlich zeigt die Verdunstung in diesem Meeresgebiet nach der Verdunstungskarte der folgenden Arbeit wesentlich geringere Werte als in dem südlich daran anschließenden Gebiet des Südostpassates. Doch dürfte die Niederschlagsarmut des in Frage kommenden Meeresgebietes wesentlich dadurch bedingt sein, daß die über der kalten Meeresströmung lagernde kalte Luft ein Hindernis für den Nordostpassat bildet, der vor ihr zum Aufsteigen gezwungen wird, wobei seine Feuchtbarkeit unter Ausfall allen niederschlagsfähigen Wassers zur Auslösung gebracht wird.

Über die bekannte Niederschlagsarmut der eigentlichen Passate und ihre Entstehung als Folge der dort herrschenden absinkenden Luftbewegung ist nichts weiter zu sagen. Als eine interessante Trockenzone ist noch im Süden das Trockengebiet im Lee der Westwinde anzusehen, die über Neu-Guinea wehen.

Auch die Niederschlagsgebiete, die in den mittleren Nord- und Südbreiten an den Fronten der dort wandernden Zyklonen aus subtropischen Luftmassen entstehen, brauchen nicht weiter behandelt zu werden. Von Interesse ist aber die Zunge ziemlich hohen Niederschlages, die sich von den Philippinen an der Südküste von Japan entlang nach dem zyklonenbedingten Niederschlagsgebiet im nördlichen Pazifik vorschiebt. Dieses Niederschlagsgebiet wird durch Zyklonen erzeugt, die südlich Japans durch das Zusammentreffen der kalten Luftmassen aus Ostasien mit der warmen Meeresluft entstehen. Die Luftströmungen in diesem östlichen Teil des asiatischen Wintermonsuns haben aus diesem Grunde südlich von Japan eine erheblich geringere Stetigkeit als in seinem westlichen Zweige über dem Gelben Meer.

In den kalten Meeresgebieten im äußersten Norden und Süden des Pazifischen Ozeans und im Süden des Indischen Ozeans nimmt der Niederschlag mit zunehmender Breite ab. Über dem asiatischen Festland ist deutlich die Rinne geringen Niederschlages (<10mm) zu erkennen, die die vom Atlantik und dem Mittelmeer stammenden Niederschläge von denen aus dem Indopazifischen Raum scheidet. Hierbei wechseln im Raum von Persien die aus dem Mittelmeer stammenden feuchten, Niederschlag bringenden Luftmassen mit Westströmung mit kalten, trockenen, aus Turkestan stammenden mit Nordströmung ab. Die letzteren Luftmassen strömen aus Innerasien in den Indopazifischen Raum und liefern die Luftmassen für den asiatischen Wintermonsun über dem westlichen Indischen Ozean.

Auch auf dem amerikanischen Kontinent ist die Trennungslinie zwischen atlantischem und indopazifischen Einfluß deutlich zu erkennen.

Die Verschiebung des meteorologischen Äquators auf 7° s. B. im Indischen Ozean ist durch die großen Luftmengen zu erklären, die der asiatische Wintermonsun nach Süden abfließen läßt. Im Pazifik dürfte die kalte Meeresströmung unmittelbar südlich des Äquators und ihre angedeuteten meteorologischen Auswirkungen die Veranlassung für die Verlagerung des meteorologischen Äquators auf 5° n. B. bilden.

b) Die Niederschlagskarte für April (Abb. 7b und 8b).

Die Karte zeigt noch ausgesprochen den Nordwintertypus der im vorigen Abschnitt behandelten Karten. Es machen sich aber an vielen Stellen doch

schon Anzeichen für das Umschlagen in den Nord-sommertypus bemerkbar. In ganz Südasiens ist mit steigendem Sonnenstand eine hinreichend hohe Erwärmung und eine entsprechende Druckminderung eingetreten. Dies hat Luftströmungen aus den benachbarten Meeresteilen in diese Gebiete zur Folge. Auf diese Weise entstehen bereits Gebiete stärkerer Niederschläge an der Südspitze von Vorderindien, östlich der Gangesmündung und in Südchina. Der eigentliche asiatische Wintermonsun fließt nur noch aus dem nördlichen Ostasien und anscheinend auch aus Turkestan über Persien nach dem Arabischen Meer. Diese Luftströmung ist noch ergiebig genug, um den indischen Südostpassat aufzustauen und auf etwa 3° s. B. im ganzen Indischen Ozean nach Westen abzulenken. Bis zur afrikanischen Küste greift er allerdings nicht mehr durch. Deren Bewässerung wird nunmehr allein vom Südostpassat besorgt.

Auch die ostasiatische Wintermonsun-Strömung ist schon stark geschwächt. Sie reicht nicht über das südchinesische Meer hinaus. Der Nordostpassat des Pazifik hat sich an ihrer Stelle stark nach Westen ausgedehnt und liefert den Starkregen nicht nur für Neu-Guinea und das nordöstlich davon gelegene Gebiet, sondern auch für Borneo. Das Niederschlagsgebiet im Norden von Australien ist aus Mangel an Zustrom wasserführender Luftmassen verschwunden. In Auflösung begriffen ist auch das Niederschlagsgebiet des westlichen Südostpassates, nachdem das Drängen der Luftmassen des Nordostpassates nach Süden nachgelassen hat. Denn diese Luftströmung hat nunmehr die Ausdehnungsmöglichkeit nach Westen gewonnen. Geklärt muß noch die Ursache des schmalen Gebietes großen Niederschlages im meteorologischen Äquator, also auf 4° n. B. zwischen 160° und 180° ö. L. werden. Der Verlauf der Isohythen macht es wahrscheinlich, daß hierbei Luftmassen des Südostpassates das stauende Hindernis bilden, obwohl sie unmittelbar in den Hauptströmungsrichtungen nicht zur Auswirkung kommen. Allerdings zeigen die Luftströmungen südlich dieses Niederschlagsgebietes eine recht geringe Steigung.

In den übrigen Gebieten sind die Verhältnisse gegen die vorigen Karten nicht geändert. Bemerkenswert ist, daß im vorderasiatisch-indischen Landgebiet die Niederschläge aus dem Mittelmeer stark zurückgegangen sind.

c) Die Niederschlagskarten für Juni, Juli und August.

(Abb. 7c und d und 8c)

Diese Karten zeigen den asiatischen Sommermonsun in voller Entwicklung. Alle Luftströmungen gehen vom Meer nach Asien hinein und erzeugen an dessen Küsten und Gebirgen starke Niederschläge. Der indische Südost-Passat findet am Äquator keine ihm entgegenkommende Strömung aus Norden mehr vor und gibt aus diesem Grunde im äquatorialen Stillengebiet im Vergleich zum Winter nur ziemlich geringe Niederschlagsmengen ab. Er geht jenseits des Äquators in die SW-Monsunströmung über und erzeugt die stärksten Niederschläge an den Westküsten von Vorder- und Hinterindien, im Gebiet östlich des unteren Brahmaputra und am Himalaya.

Ostafrika wird ausschließlich vom Südostpassat bewässert. Hierbei stammt der Sommerniederschlag in Abessinien wohl auch mindestens zu einem Teil aus den Kongo-Urwäldern, also mittelbar aus dem Atlantischen Ozean.

Starke Niederschläge treten an der Westküste der Philippinen auf. Sie kommen über das südchinesische Meer. Über den Raum nördlich von Australien gehen

die wasserführenden Monsunluftmassen von Süden nach Norden bis nach Ostasien und nähren dessen monsunale Sommerniederschlag. Auf diese südliche Luftströmung läuft von Osten im Norden von Neu-Guinea der Nordost-Passat auf und von Südosten der östliche Zweig des Südost-Passates. Dies gibt Veranlassung zur Entstehung eines großen Niederschlagsgebietes in diesem Raum. An der Westküste von Mittelamerika und in dem daran angrenzenden östlichsten Pazifik verschwindet mit stärker werdendem Südostpassat der dort im Nordwinter vorherrschende Einfluß der atlantischen Luftströmungen und es bildet sich dort ein großes Niederschlagsgebiet aus, das vor allem auch die Regenzeit für die pazifischen Küstengebiete bringt.

In den gemäßigten Breiten sind die Niederschlagsgebiete auf der südlichen Halbkugel wesentlich stärker entwickelt als im Nordwinter. Umgekehrt ist auf der Nordhalbkugel das Niederschlagsgebiet der mittleren Breiten im Nordpazifik im Nordsummer augenscheinlich wesentlich schwächer entwickelt als im Nordwinter. Die Niederschläge weisen demnach in den gemäßigten Breiten über dem Meer einen erheblichen jährlichen Gang mit einem Maximum im Winter auf.

Im Gebiet Vorderasiens ist die Grenze des Mittelmeereinflusses auf die Niederschläge weiter nach Westen gerückt und liegt in der Mitte Persiens. Ebenso ist sie in Ostasien nach Westen zurückgegangen. Dagegen liegt diese Grenze in Nord- und Südamerika durch die Gebirge bedingt fest. Über ihre Veränderung in Mittelamerika ist soeben gesprochen worden.

d) Die Niederschlagskarte für Oktober

(Abb. 7e und Abb. 8d).

Die Niederschlagsverteilung im Oktober zeigt den Übergangstypus vom Nordsummer zum Nordwinter. Klar fließt bereits der ostasiatische Wintermonsun. Er erzeugt an der Nordostküste von Tonking-China durch das „Fenster“ zwischen Formosa und den Philippinen hindurch einen starken Niederschlag. Noch fließt in Ostasien der Sommermonsun. Schwache, ihm entgegengesetzte Luftströmungen, die auf der Karte zu erkennen sind, haben nur eine geringe Häufigkeit und Intensität. Gegenüber dem Arabischen Meer hat sich das Festland von Persien und Beludschistan bereits stark abgekühlt, so daß von dort her Kaltluft ausströmt. Dies führt zu einer zyklonalen Bewegung um die Südspitze von Vorderindien. Hierdurch entsteht ein stärkeres Niederschlagsgebiet auf der Ostseite von Vorderindien. Die Menge der über das Arabische Meer einströmenden Luftmassen ist bereits wieder groß genug, um eine Konvergenz in 5° s. B. zwischen einer von Osten mit schwacher Nordkomponente kommenden Strömung und dem Südostpassat zu erzeugen. Schwache Ausläufer des indischen Südost-Passates reichen noch bis in den Raum nördlich von Borneo im Südchinesischen Meer. Die Begegnungszone zwischen dem ostasiatischen Wintermonsun, den eben genannten Ausläufern des indischen Südostpassates und dem pazifischen Nordostpassat liegt östlich der Philippinen und nördlich von Neu-Guinea. Das winterliche Passatniederschlagsgebiet im westlichen Südpazifik beginnt sich unter Verstärkung des Nordostpassates bereits wieder auszubilden. Noch ist aber auch der östliche Zweig des Südost-Passates stark ausgebildet. Er reicht mit seinen ziemlich kalten Luftmassen im ganzen östlichen Pazifik bis 9° n. B. und ist zweifellos auch an einem Gebiet starken Niederschlages auf 7° n. B. nordöstlich von Neu-Guinea beteiligt. An der Westküste von Mittelamerika besteht der überwiegende pazifische Einfluß mit hohen Niederschlägen, der im Nordsummer einsetzte, in verstärktem Umfange unter dem starken Einfluß des Südostpassates weiter fort.

Literatur.

1. Albrecht F.: Aktionsgebiete des Wärme- und Wasserhaushaltes der Erde. Zeitschr. f. Meteor. 1, 97 (1947).
2. Schott G.: Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg (1935).
3. Schott G.: Die jährlichen Niederschlagsmengen auf dem Indischen und Stillen Ozean. Ann. Hydr. 61, 1 (1933).
4. McDonald W.F.: Atlas of Climatic Charts of the Oceans. Washington (1938) und Deutscher Neudruck (1944).
5. Hierauf wies schon hin Westermann H. in „Der Meteorologische Äquator im Stillen Ozean“. Arch. Seewarte 29, 17 (1906).
6. Schott G.: Klimakunde der Südseeinseln. Köppen-Geiger, Handbuch d. Klimatologie, Teil T.
7. Tüllmann H.: Die Niederschlagsverhältnisse der Südseeinseln. Arch. Seewarte, 56, Nr. 5 (1936).
8. Das Material für alle Niederschlagsstationen stammt, soweit nicht anderes Material ausdrücklich vermerkt wurde, aus dem Handbuch der Klimatologie von Köppen-Geiger, Berlin (1930-39).
9. Knoche W.: Einige Beobachtungen während einer Reise nach der Osterinsel. Meteor. Z. 28, 467 (1911).
10. Henry Alfred J.: Gherzi E., On a studie of the rainfall of China. Monthly Weather Rev. 57, 12 (1929).
11. Braak C.: Klimakunde von Insulinde und Hinterindien. Köppen-Geiger, Handbuch der Klimatologie, und  
Boerema J.: Regenval in Nederlandsch Indie. Deel I. Verh. Obs. Batavia 24, Batavia (1931).
12. Walker Gilbert T.: Monthly and annual normals of the Rainfall an of the Rainy Days. Indian Meteor. Memoirs. 23, 245 (1921-24).
13. Hann: Handbuch d. Klimatologie 3. Aufl., Bd. II, Stuttgart 1910.  
World Weather Records, Smithonian Miscell. Coll. 79, Washington (1927).  
Für Mauritius auch Royal Alfred Observatory, Results of Magnetical and Meteorological Observations. Port Louis.
14. Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903. Wilhelm Meinardus, Meteorologische Ergebnisse der Kerguelen Station 1902-03. 3, Berlin (1926).
15. Bauer G.: Luftzirkulation und Niederschlagsverhältnisse in Vorderasien. Gerl. Beitr. Geophys. 45, 385 (1935).
16. Paap W.: Die Niederschlagsverhältnisse des Schutzgebietes Deutsch-Ostafrika. Arch. Seewarte, 53, Nr. 3 (1934).
17. Meinardus W.: Klimakunde d. Antarktis, Köppen-Geiger Handb. d. Klimatologie, Berlin (1938).
18. Werenskjöld W.: Mean monthly air transport over the North Pacific Ocean. Geofys. Public. 2, No. 9 (1923).
19. Schott G.: l. c. (2), 311 und in „Der Perustrom“ Ann. Hydr. 59, 161 (1931).

## B. Monatskarten der Verdunstung und des Wasserhaushaltes des Indischen und Stillen Ozeans.

### Zusammenfassung:

Die vorliegende Arbeit setzt die Untersuchung des Wasser- und Wärmehaushaltes des Indopazifischen Raumes fort, die mit der Berechnung von Monatskarten des Niederschlages in einer früheren Arbeit begonnen wurde. Sie gibt die Monatskarten des Dampfdrucks, der Verdunstung und der Differenz Niederschlag minus Verdunstung ( $N - V$ ). Für die Berechnung wurden alle erreichbaren Unterlagen, insbesondere der Klimatische Atlas der Ozeane von Mc Donald, New Orleans, herangezogen. Um die Karten zu zeichnen, wurden Monatskarten der Wasser- und Lufttemperatur, des Sättigungsdefizits und der Windgeschwindigkeit, soweit notwendig, aus dem vorhandenen Material ergänzungsweise gezeichnet und miteinander graphisch kombiniert. Zur Berechnung der Verdunstung über den Ozeanen wurde die Formel von Sverdrup benutzt. Die Verdunstung der Landgebiete wurde aus dem Sättigungsdefizit und dem Niederschlag nach einer neuen Formel berechnet.

Die abgeleiteten Verdunstungskarten zeigten nach den Polen zu eine abnehmende Verdunstung. Die Verdunstung ist am größten auf der jeweiligen Winterhalbkugel, und zwar im Dezember und Juni. Dies stimmt mit der Erklärung des Phänomens als Effekt der Sonnen-Strahlungsabsorption der Luft über dem Meer überein. Die Verdunstung ist am größten auf der Westseite der Ozeane.

Auf den Karten der Differenz Niederschlag minus Verdunstung ließen sich große geschlossene Gebiete von Niederschlagsüberschuß und Verdunstungsüberschuß gegeneinander abgrenzen, die etwa den Gebieten niedrigen und hohen Luftdrucks entsprechen und die Karten lückenlos bedecken. Die Integrierung über diese Gebiete wurde für vier Monate durchgeführt. Es ergab sich für die mittleren Breiten ein starker jährlicher Gang mit einem um 40% höheren Niederschlagsüberschuß auf der Sommerhalbkugel. Der Jahresgang der Verdunstung des gesamten Raumes beträgt 14% mit einem Maximum im Nordsummer. Die mittlere Verdunstung des ganzen Gebietes wurde zu  $233 \times 10^{17}$  g im Monat bestimmt. Der Niederschlag wurde in jedem einzelnen der vier betrachteten Monate um 10% höher gefunden als die Verdunstung. Da die Wasserbilanz erfüllt sein muß, muß wahrscheinlich die Verdunstung um 10% erhöht werden.

Zeichnet man für das ganze Gebiet für die vier Monate die Karten der mittleren Stromlinien, so läßt sich der ganze Raum lückenlos in eine Reihe von großen Gebieten mit einheitlichem Strömungscharakter aufteilen, in denen die Strömungslinien von den Divergenzlinien zu den Konvergenzlinien laufen, die die Begrenzungslinien dieser Gebiete bilden. Zeichnet man in eine solche Strömungskarte die Niederschlagsüberschuß- und Verdunstungsüberschußgebiete hinein, so erkennt man, daß die Konvergenzlinien sämtlich in Niederschlagsüberschußgebieten, die Divergenzlinien sämtlich in Verdunstungsüberschußgebieten liegen und kann die Gebiete einheitlichen Strömungscharakters

als „Wasserversorgungsgebiete“ erkennen, in denen ein angenähert geschlossener Wasserkreislauf besteht.

Die mittlere maximale Länge der Stromlinien an der Erdoberfläche beträgt 10 000 km, die in wenig mehr als 10 Tagen zurückgelegt werden. Auf die Zusammenhänge dieser Strömungs- und Wasserhaushaltsvorgänge mit den neuen Erkenntnissen über den Wärmehaushalt der Luft wird hingewiesen.

### I. Einleitung.

In einer im Jahre 1946 fertiggestellten Arbeit<sup>1)</sup> wurden die Monatskarten des Niederschlages des Indo-Pazifischen Raumes abgeleitet und behandelt. Um diese Karten zu ergänzen und um die Erforschung des Wärmehaushaltes dieser Hälfte weiterzutreiben, werden in der vorliegenden Arbeit die Monatskarten der Verdunstung des Indopazifik gezeichnet. Wie bereits in einer früheren Arbeit<sup>2)</sup> ausgeführt wurde, kann man annehmen, daß der Gesamttraum dieser „Wasserseite der Erde“ ein in sich geschlossenes Wasserversorgungsgebiet darstellt. Es muß also in jedem hinreichend langen Zeitabschnitt, sicher schon in jedem Monat, die Wasserbilanz erfüllt sein. Daher muß der Gesamtniederschlag auf dieses Gebiet gleich der gesamten Verdunstung aus diesem Gebiet sein. Zur Untersuchung dieser Bilanzgleichung wurde die Wasserseite der Erde und nicht die Landseite gewählt, weil die Berechnung der Verdunstung der großen Landgebiete auf der Landseite wesentlich schwieriger ist als die Ermittlung der Verdunstung der Ozeane auf der Wasserseite, wo die Festlandgebiete nur einen verhältnismäßig kleinen Raum einnehmen.

### II. Die Berechnung der Verdunstungskarten des Stillen und Indischen Ozeans zwischen 50° n. B. u. 45° s. B.

#### a) Die Methode.

Für die Verdunstung der Meeresgebiete wurde die Formel von Sverdrup<sup>3)</sup> benutzt, die schon in der Arbeit des Verfassers über den Wärmehaushalt in der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten<sup>4)</sup> angewendet wurde. Sie lautet in der dort gegebenen Umschrift:

$$V = \frac{(E_w - e_t) \cdot 0,216 v}{0,0164 \left( \ln \left( \frac{h + 0,128 v^{1,65}}{0,128 v^{1,65}} \right) + 0,13 v \right)} \text{ mm/Tag}$$

In ihr bedeutet:  $h$  die Höhe des Beobachtungspunktes über der Meeresoberfläche,  $E_w - e_t$  die Differenz des Sättigungsdampfdruckes bei der Temperatur der Meeresoberfläche ( $E_w$  multipliziert mit 0,98 wegen des Salzgehaltes des Meerwassers) und dem Dampfdruck in der Luft in Torr,  $v$  die Windgeschwindigkeit in der Höhe des Beobachters in m. p. s. Diese Größen lassen sich bestimmen, wenn für alle Punkte der Ozeane bekannt sind:

1) die Oberflächentemperatur des Meeres; 2) die Lufttemperatur über dem Meer; 3) die psychrometrische

Differenz in der Luft über dem Meer; 4) die Windgeschwindigkeit.

Als Höhe des Beobachtungspunktes über dem Meer hat man dabei die Höhe der Brücke, also 8 m anzusetzen. Für die Windgeschwindigkeit wurde, wie noch später zu erörtern ist, eine Bestimmungshöhe von 20 m angenommen.

b) Das benutzte Material.

Als neuestes und bestes Material stand für die vorliegenden Untersuchungen der „Atlas of climatic charts of the oceans“ von W. F. Mc Donald<sup>5)</sup>, Washington (1938) in der Form des übersetzten und korrigierten deutschen Nachdrucks zur Verfügung. In diesem Werk sind enthalten: die Monatskarten der Meeresoberflächentemperatur und der Lufttemperatur für den Nordpazifischen Ozean, dargestellt in Zahlen für jedes 5° Feld. Ferner gibt es für vier gleichabständige Monate die Karten von Schott<sup>6)</sup> für die Meeresoberflächentemperatur und die Lufttemperatur im Indopazifischen Raum. Monatskarten der Luft- und Wassertemperatur wurden weiter veröffentlicht für den Bereich von Insulinde und die Meere um Japan<sup>7)</sup>. Für die Lufttemperaturen der Küsten- und Inselstationen konnten noch die Monatsmittel aus dem Klimahandbuch von Köppen-Geiger<sup>8)</sup>, der Klimatologie von Hann<sup>9)</sup>, dem Japanischen Klimatlas<sup>10)</sup> und des Indischen Klimadienstes<sup>11)</sup> herangezogen werden. Zur Ermittlung der Luftfeuchtigkeit standen nur die Karten der Vierteljahresmittel der psychrometrischen Differenz aus dem Atlas von Mc Donald<sup>5)</sup> zur Verfügung, ebenso für die Windgeschwindigkeit über dem Meere.

c) Die Bearbeitung des Materials.

Da aus den meist Vierteljahresmittel oder Monatsmittel in vierteljährlichem Abstand enthaltendem Material Monatskarten gezeichnet werden sollten, mußten Interpolationen vorgenommen werden. Dies ist nur aus dem Grunde möglich, weil die jährlichen Gänge über dem Meer einen verhältnismäßig glatten Verlauf zeigen. Die Interpolationen wurden für die in vierteljährlichen Abständen vorliegenden Temperaturkarten in

folgender Form vorgenommen: Es wurde alle 10 Grad ein Meridianschnitt in Isoplethenform hergestellt, in dem in der Ordinate die Breitengrade und in der Abszisse die Monate eingetragen wurden. In der Abbildung 9 ist der Meridianschnitt für die Lufttemperaturen auf dem 180° ö. L. wiedergegeben. In dieses Schema wurden für die Monate Februar, Mai, August und November, für die die Schott'schen Karten vorliegen, die Temperaturen der einzelnen Breitengrade eingetragen und durch Isolinien miteinander verbunden. Aus den 25 Isoplethendarstellungen für die Zehnermeridiane konnten dann die Monatskarten der Temperaturverteilung gezeichnet werden. Für den Nordpazifischen Raum konnten diese aus den Schott'schen Karten gezeichneten Monatskarten nach den Monatskarten von Mc Donald kontrolliert werden. Für diesen Raum standen im Falle von Unstimmigkeiten zwischen beiden Karten auch noch die japanischen Veröffentlichungen zur Verfügung.

In dem Kartenwerk von Mc Donald sind auch Vierteljahreskarten der psychrometrischen Differenz wiedergegeben. Um aus ihnen Monatskarten zu berechnen, wurde in ähnlicher Weise wie bei den Temperaturkarten vorgegangen. Es wurden auch hier Isoplethendarstellungen des Jahresverlaufs der psychrometrischen Temperaturdifferenz für jedes zehnte Längengrad gezeichnet. In Abbildung 10 ist die Isoplethen-

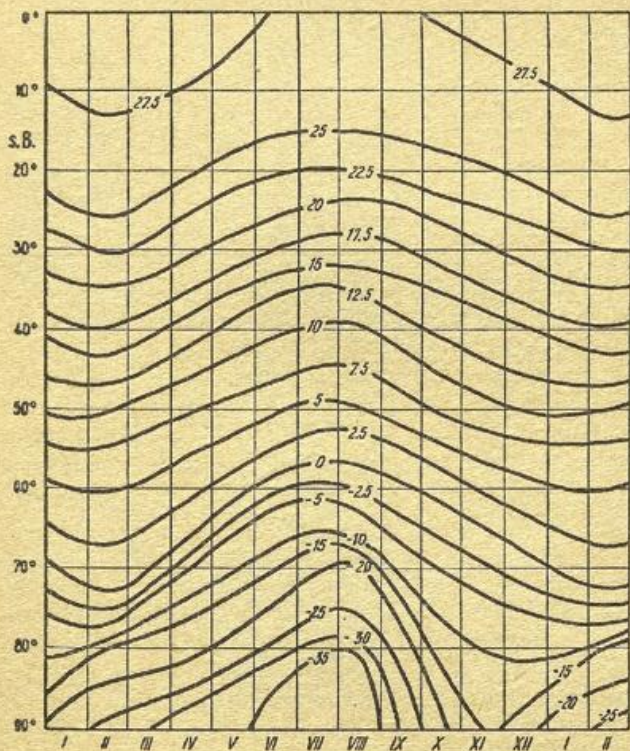


Abb. 9

Isoplethen des Jahrganges der Lufttemperatur für 180° ö. L.

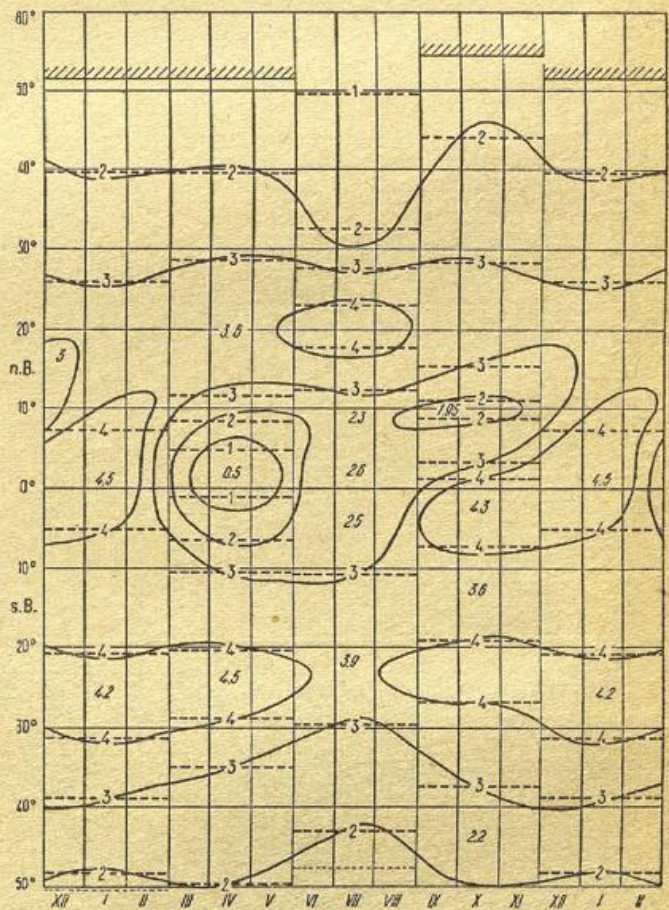


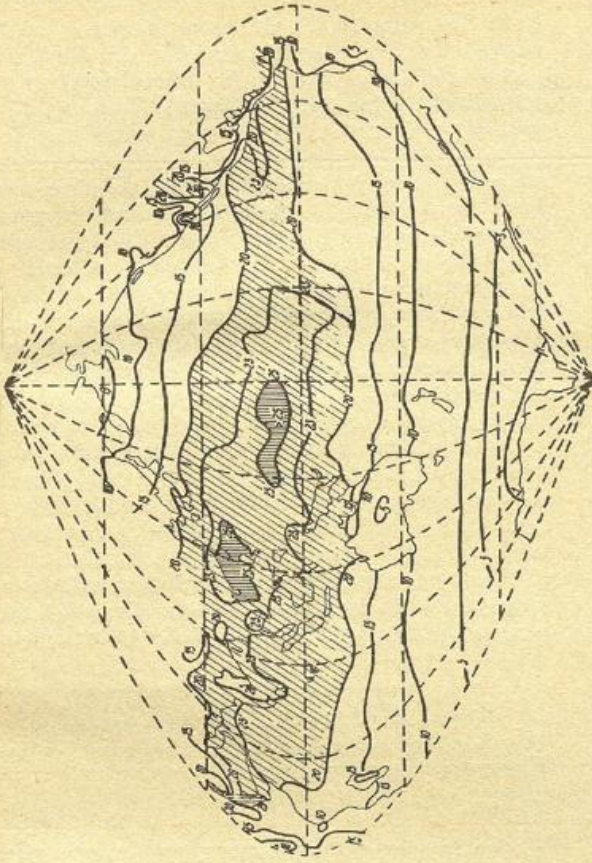
Abb. 10

Isoplethen des Jahrganges der psychrometrischen Differenz für 180° ö. L.

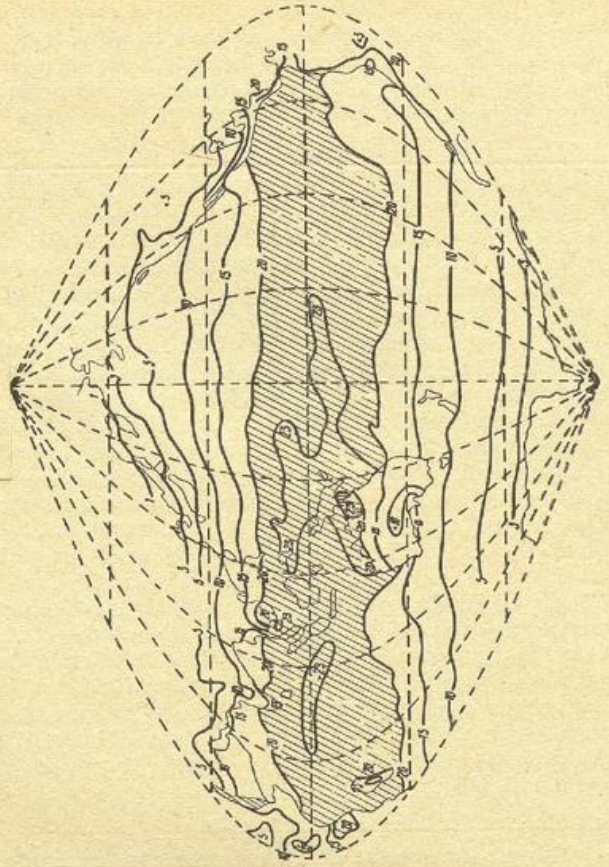
darstellung für 180° ö. L. wiedergegeben. Man erkennt aus der Abbildung die Art, in der aus der Stufenkurve der Vierteljahresmittel die Jahresisoplethen gezeichnet wurden. Aus den 25 Isoplethendarstellungen wurden dann wieder die Monatskarten der psychrometrischen Differenz abgeleitet. Die Karten der psychrometrischen Differenz waren im Atlas von Mc Donald

Abb. 11 a—d  
Karten des Dampfdruckes der Luft am Boden  
über dem Indopazifik

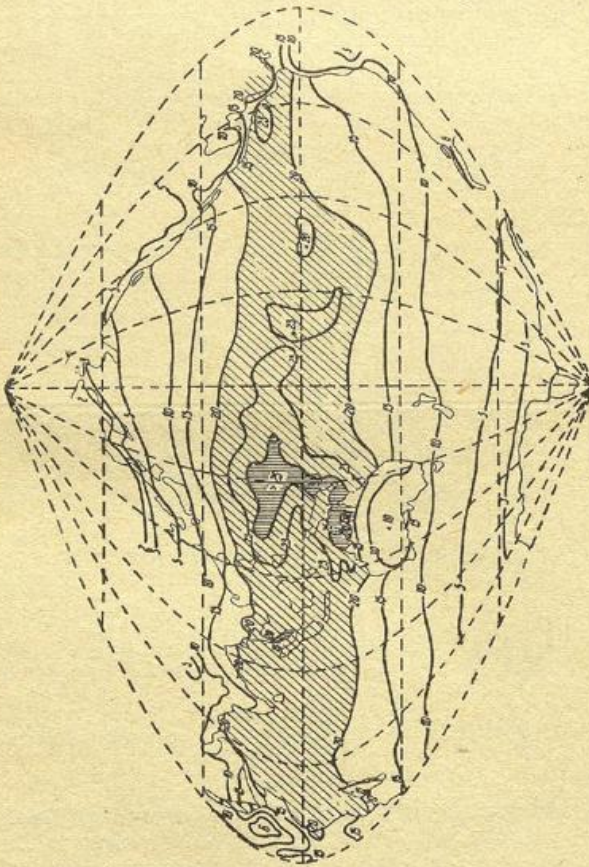
c: August



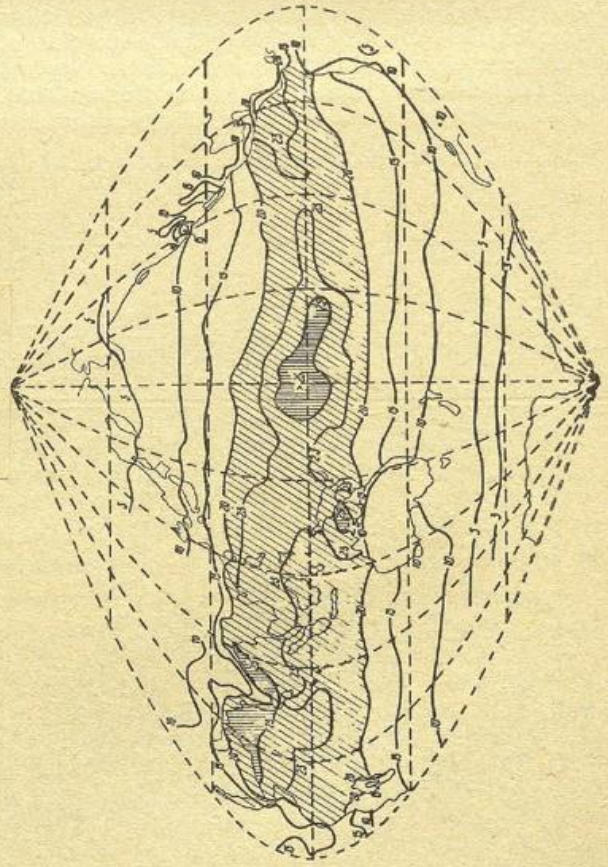
a: Februar



d: November



b: Mai



in Graden Fahrenheit wiedergegeben. In dieser Arbeit ist auch eine Tabelle des Zusammenhanges der psychrometrischen Differenz und der relativen Feuchtigkeit bei den verschiedenen Temperaturen gegeben. Mit Hilfe dieser Tabelle wurde der Dampfdruck der Luft  $e_L$  aus den Karten der Lufttemperatur und denen der psychrometrischen Differenz auf graphischem Wege ermittelt. Hierzu wurden für jeden Monat die auf Transparentpapier gezeichneten Karten beider Elemente übereinander gelegt und dann zunächst an den Schnittpunkten der verschiedenen Isolinien auf beiden Karten, danach an den auf den Flächen interpolierten Punkten der Dampfdruck aus der Lufttemperatur und der psychrometrischen Differenz bestimmt und auf ein darauf gelegtes durchscheinendes Papier eingetragen. Die auf diese Weise erhaltenen Punkte des Dampfdrucks wurden zur Zeichnung von Isolinien des Dampfdrucks benutzt. Hierdurch wurden 12 Monatskarten des Dampfdrucks für den Indopazifischen Raum erhalten. Diese sind, soweit bekannt, die ersten vollständigen Monatskarten des Dampfdruckes für diesen Teil der Erdoberfläche, nachdem für die Monate Februar und August bereits *Shaw*<sup>11)</sup> solche Karten veröffentlicht hatte. Sie sind in der Abbildung 11 a-d für die Monate Februar, Mai, August und November dargestellt.

Eine Gegenüberstellung der Dampfdruckwerte, die auf diese Weise für den freien Ozean erhalten wurden, mit den Werten der Küsten- und auch der Inselstationen zeigt, daß vor allem bei den tropischen Stationen die Luftfeuchtigkeit bei den Landstationen meist nicht unerheblich geringer ausfällt als die über dem Meere, wenn die Station nicht unmittelbar an der Küste etwa als Leuchtturmstation gelegen ist. Der Grund für diese geringere Luftfeuchtigkeit bei den Landstationen ist, daß während der Hauptverdunstungszeit während des Tages die Temperatur der Oberfläche des festen Landes erheblich höher wird als das tägliche Temperaturmittel. Hierdurch wird durch Konvektion unmittelbar mehr Wärme von der Erdoberfläche fortgeführt als von der Meeresoberfläche. Die durch die Verdunstung abgegebene Wassermenge und damit auch die Luftfeuchtigkeit über dem festen Land wird entsprechend geringer.

Es wurden sodann, ebenfalls auf graphischem Wege, Karten der Dampfdruckdifferenz  $E_w - e_L$  zwischen Wasseroberfläche und Luft gezeichnet. Als Karten des Dampfdruckes der Wasseroberfläche konnten hierbei ohne weiteres die Karten der Temperatur der Meeresoberfläche genommen werden, bei denen den verschiedenen Oberflächentemperaturen die entsprechenden, wegen des Salzgehaltes mit 0,98 multiplizierten Maximaldampfdrucke zugeordnet wurden<sup>12)</sup>. Die Monatskarten der Dampfdruckgradienten wurden dann wiederum graphisch mit den Monatskarten der mittleren Windgeschwindigkeit verbunden. Auch für diese Karten enthält der Atlas von *McDonald*<sup>5)</sup> die brauchbarsten Ausgangskarten. Sie bestehen in Karten der Vierteljahresmittel der Windgeschwindigkeit in Knoten. Diese Karten wurden, ebenso wie vorher die Karten der psychrometrischen Differenz, mit Hilfe von 25 Isolethendarstellungen längs der Meridiane in Monatskarten umgezeichnet. Die Funktion, nach der die Dampfdruckdifferenz mit der Windgeschwindigkeit verbunden werden muß, um die Verdunstung zu erhalten, ist in der Formel 1 bereits mitgeteilt. In Abbildung 12 ist die nach dieser Formel von *Sverdrup*<sup>3)</sup> berechnete Funktionstafel dargestellt. Die Karten der Verdunstung des Indischen und Stillen Ozeans sind in der Abbildung 14 a-f für jeden zweiten Monat wiedergegeben.

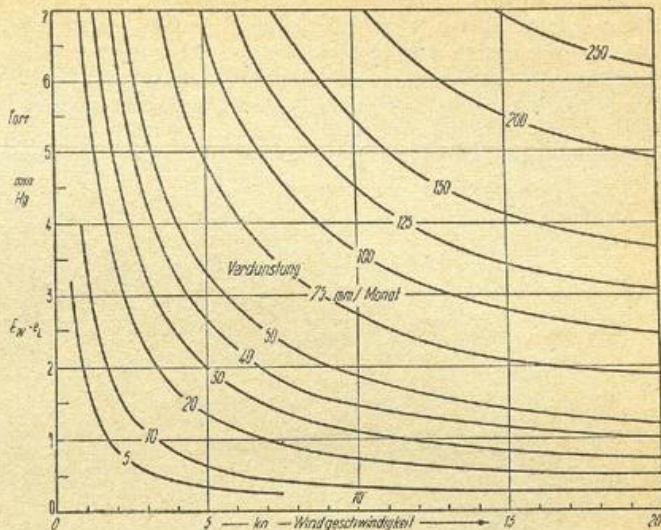


Abb. 12

Funktionstafel für den Zusammenhang zwischen Dampfdruckdifferenz an der Meeresoberfläche ( $E_w - e_L$ ) in Torr, Windgeschwindigkeit  $v$  in kn, und monatlicher Verdunstung in mm/Monat nach *Sverdrup*. Bezugshöhe für  $e_L = 8$  m, für  $v = 20$  m über der Oberfläche.

### III. Die Berechnung der Verdunstungskarten der Randgebiete des Indopazifischen Raumes.

#### a) Die Berechnung der Verdunstung der Randmeere.

Auf den aus den Schiffsbeobachtungen erschlossenen klimatologischen Karten der Ozeane sind gewöhnlich die wenig befahrenen Randgebiete des Pazifik nördlich von  $50^\circ$  n. Br. und des südlichen Pazifik und Indik südlich von  $45^\circ$  s. Br. nicht wiedergegeben. Zur Feststellung der Verdunstung dieser Meeresräume mußten besondere Untersuchungen durchgeführt werden. Von Wichtigkeit war für die nördlichen und südlichen Randmeere die Feststellung der Norwegischen Polar-Expedition auf der *Maud*<sup>13)</sup>, daß über dem Packeis der Gradient des Dampfdruckes nahezu stets Null ist und daß demzufolge dort eine Verdunstung nicht stattfindet. Aus diesem Grunde hatte die Bestimmung der mittleren Eisgrenze für die einzelnen Monate eine besondere Bedeutung. Für die nördlichen Randmeere des Pazifik, das Ochotskische Meer und das Bering-Meer, lieferten zwei ältere Arbeiten von *F. Hegemann*<sup>14)</sup> und *B. Schulz*<sup>15)</sup> das erforderliche Material. Für die Luftfeuchtigkeit wurden die benachbarten Landstationen (*Ochotsk*, *St.-Paul-Insel* usw.) zur Bestimmung der Mindestfeuchtigkeit herangezogen. Auch die Windgeschwindigkeit konnte nach den Angaben dieser Landstationen ergänzt werden. Außerdem wurden auch die *Schott'schen* Karten benutzt, die die Randmeere mit erfassen. In den Wintermonaten, in denen häufig keine Beobachtungen veröffentlicht sind, ist die Ergänzung naturgemäß unsicher. Doch handelt es sich hier um verhältnismäßig kleinräumige Gebiete.

Für den Antarktischen Ozean stand lediglich ein Feuchtigkeitsschnitt von der Südgrenze der Karten des Atlases von *McDonald* über die *Kerguelen*<sup>16)</sup> bis zur Station der Deutschen Südpolarexpedition des *Gauß*<sup>16)</sup> in  $67^\circ$  s. Br. zur Verfügung. Außerdem sind die Grenzen des Packeises und des Treibeises für Februar und August aus den *Schott'schen* Karten zu entnehmen<sup>9)</sup>. Hierdurch sind die mittleren Extremlagen im Jahresgang festgelegt, zwischen denen für jeden Meridian ein sinusförmiger Gang angenommen wurde. Die Dampfdrucke konnten aus den wenigen von *Meinardus*<sup>16)</sup> bearbeiteten Randstationen des Antarktischen Kontinents abgeleitet werden. Günstig ist, daß in der Nähe von Kap Horn die Karten des Klima-

atlasses von Mc Donald wegen der dort weit nach Süden ausholenden Schifffahrtswege fast bis zum 60° s. Br. reichen. Die Isolethen für die Oberflächentemperatur, Dampfdruck und Dampfdruckdifferenz für den Meridian 70° ö. L. sind in der Abbildung 13 wieder-

keit abhängig. Lediglich unter 1 mps sinkt sie erheblich ab. Die Konstante  $g = 0,005$  und  $c = 1,36$  und auch der Wert von  $\Sigma W_{max}$  wurden aus den jährlichen Gängen der natürlichen Verdunstung abgeleitet, die in der Arbeit des Verfassers über den Wärmehaushalt in ver-

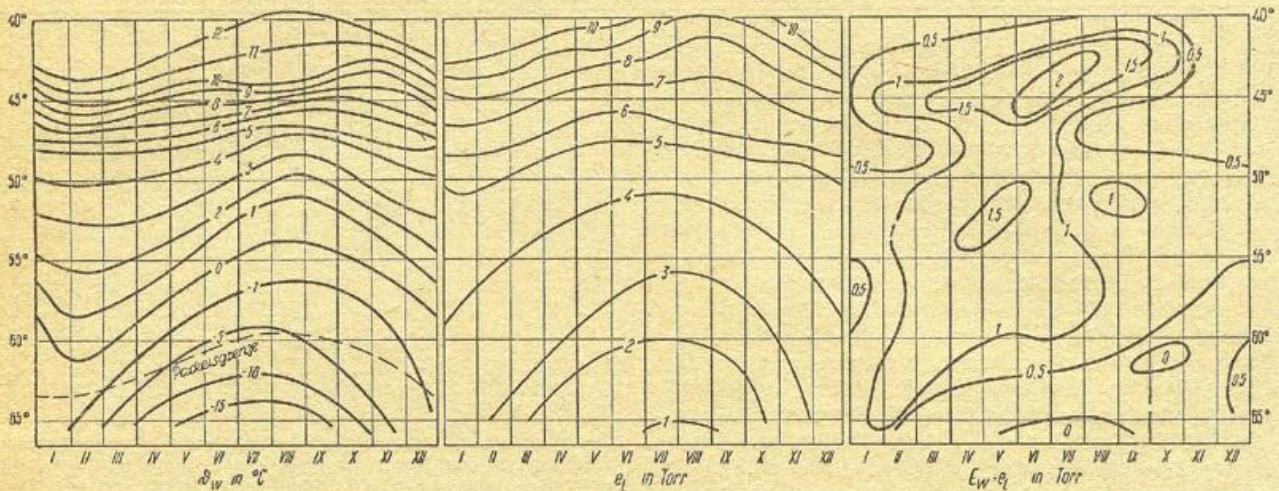


Abb. 13  
Isolethen des Jahrganges der Wassertemperatur, des Dampfdrucks in der Luft und der Dampfdruckdifferenz an der Meeresoberfläche in Grad C bzw. in Torr für den Meridian 70° ö. L. im Südlichen Eismeer

gegeben. Für die Berechnung der Windgeschwindigkeit standen die Stationen Kerguelen, Gauß, Dennison, Macquarie, Kap Adare und die Petermann-Insel zur Verfügung. Mit ihnen und den Angaben der Schottischen Karten wurden die Karten des Klimaatlasses bis zum Eisrand ergänzt.

b) Die Bestimmung der Verdunstung der Landgebiete.

Wie schon gesagt, bereitete die Ermittlung der Verdunstung der Landgebiete besondere Schwierigkeiten. In einer an anderer Stelle erschienenen Arbeit<sup>17)</sup> wurde versucht, Monatsmittel der natürlichen Verdunstung des Festlandes durch Berechnungen aus den klimatologischen Daten abzuleiten. Eine besonders einfache Doppelformel bestimmt die natürliche Verdunstung lediglich aus den Monatsmitteln des Sättigungsdefizits und des Niederschlags. Bezüglich ihrer Ableitung muß auf die zitierte Arbeit verwiesen werden. Hier sei nur ganz kurz die Formel und ihre Anwendung mitgeteilt. Sie lautet:

$$2) V_n = \frac{N_n + \Sigma W_{n-1} \cdot V'_n \cdot g}{1 + \frac{\Sigma W_{max} - \Sigma W_{n-1}}{V'_n \cdot c}} \text{ mm/Monat}$$

$$3) \Sigma W_n = N_n + \Sigma W_{n-1} - V_n \text{ mm/cm}^2$$

Hierin ist  $V$  die natürliche Verdunstung,  $N$  der Niederschlag,  $\Sigma W$  der Gesamtwassergehalt des Bodens an von den Pflanzenwurzeln erfassbarem Wasser,  $V'$  die mögliche Verdunstung. Der Index  $n$  bezieht sich auf den  $n$  ten Monat,  $n-1$  auf den vorhergehenden. Mit  $\Sigma W_{max} = 100 \text{ mm/cm}^2$  ist die Wassermenge bezeichnet, die der Boden überhaupt aufnehmen kann, bevor Wasserabfluß eintritt. Es wurde also angenommen, daß die obersten 50 cm des Bodens dann rund 20% ihres Gewichtes an Wasser aufgenommen haben. Die mögliche Verdunstung ist:

$$4) V' = 16 (E_l - e_l) \text{ mm/Monat,}$$

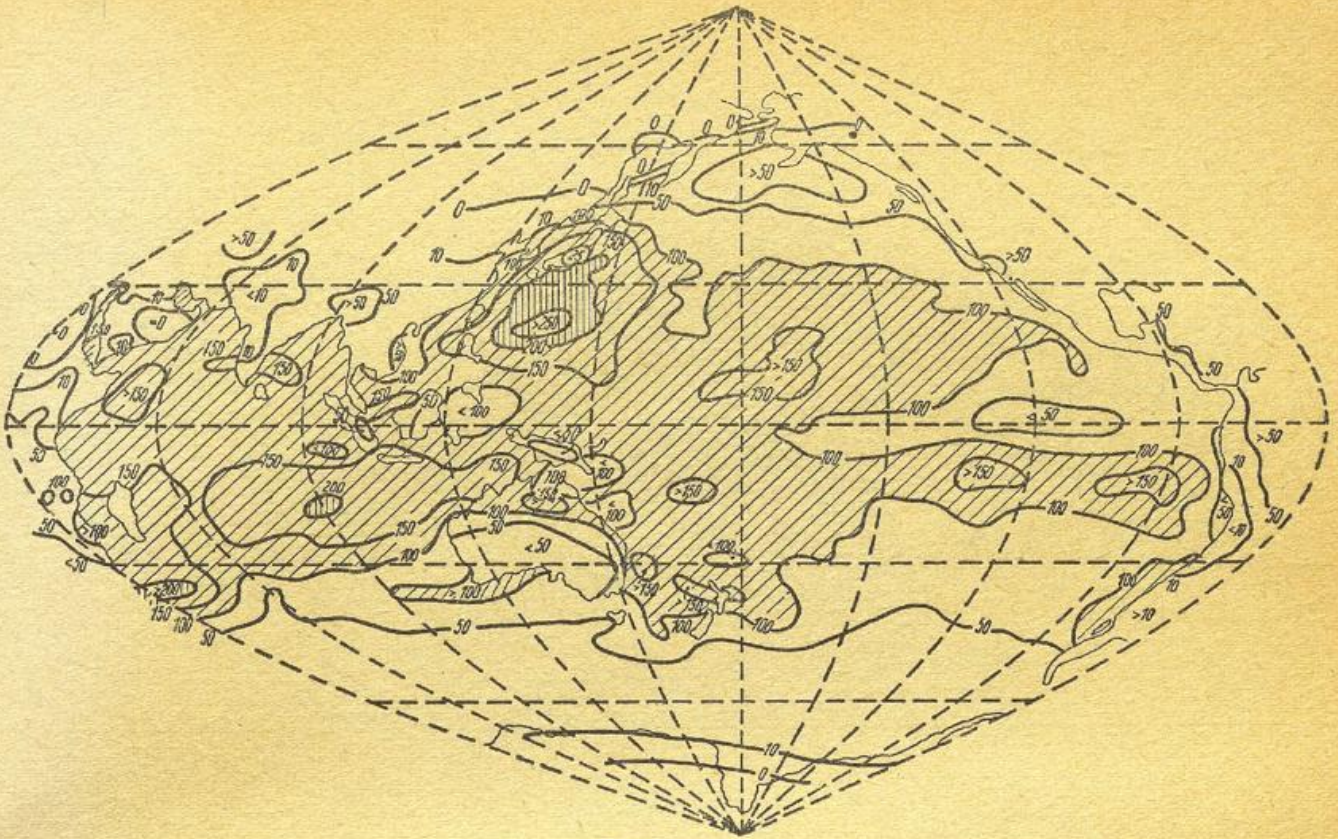
wo  $E_l - e_l$  das Sättigungsdefizit der Luft bedeutet. Die Festlegung der Konstante 16 in dieser Formel geschah empirisch unter Berücksichtigung der Evaporimetermessungen<sup>18)</sup>. Bemerkenswerterweise ist sie nur verhältnismäßig sehr wenig von der Windgeschwindig-

keiten abhängig. Lediglich unter 1 mps sinkt sie erheblich ab. Die Konstante  $g = 0,005$  und  $c = 1,36$  und auch der Wert von  $\Sigma W_{max}$  wurden aus den jährlichen Gängen der natürlichen Verdunstung abgeleitet, die in der Arbeit des Verfassers über den Wärmehaushalt in ver-

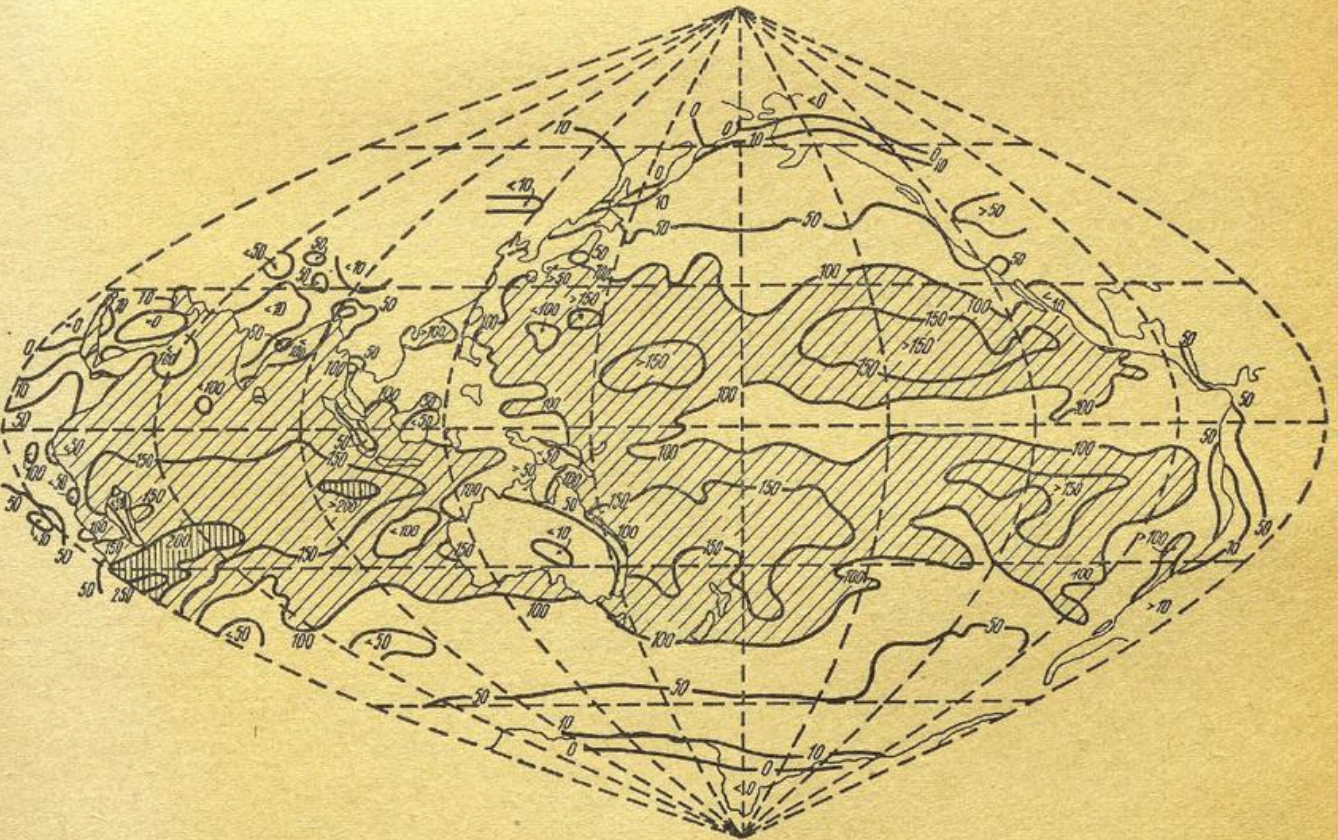
schiedenen Klimagebieten<sup>4)</sup> ermittelt wurden. Man muß annehmen, daß sie je nach der Höhe des Pflanzenbestandes, der die Bodenbedeckung bildet, verschiedene Werte haben. Vorläufig konnte darauf noch nicht Rücksicht genommen werden, weil über die Verdunstungsverhältnisse des Waldes mit Grundwasseranschluß der Wurzeln Messungen zwar geplant sind, aber noch nicht vorliegen.  
Bei der Berechnung der natürlichen Verdunstung aus den Monatsmitteln gelten die Rechenregeln a) solange  $V' < N$ , ist  $V = V'$ . b) Wenn  $V' > N$ , dann ist  $V$  nach der Gleichung 2 zu berechnen, also  $V = V_{(2)}$ . Es ist aber zu beachten, daß  $V_{(2)}$  nicht größer als  $V'$  werden darf. c) Bei Temperaturen  $< 0^\circ \text{C}$  ist wegen der Sublimation am Schnee  $V = V_{(2)} - 5 \frac{\text{mm}}{\text{Monat}}$ . d) Für jeden Monat ist außer  $V$  auch  $\Sigma W$  zu berechnen und hierbei zu beachten, daß  $\Sigma W$  den Wert  $\Sigma W_{max} = 100 \text{ mm/cm}^2$  nicht überschreiten kann. e) Die Berechnung wird zu irgend einem Monat begonnen, in dem man den Gesamtwassergehalt des Bodens gut abschätzen kann (z. B. ist nach der Regenzeit oder zur Zeit der Schneeschmelze  $\Sigma W = 100 \text{ mm/cm}^2$ , nach langer Trockenzeit gelegentlich fast gleich Null). Die Berechnung wird dann solange weitergeführt, bis in einem und demselben Monat die gleichen  $\Sigma W$ -Werte und Verdunstungswerte erscheinen. Die mit dem ungenauen  $\Sigma W$  berechneten Anfangsmonate werden dann fortgelassen.

Die Wassermenge, die durch Niederschlag dem Boden zugeführt wird, aber nicht durch Verdunstung entfernt oder durch Vermehrung von  $\Sigma W$  im Boden gespeichert werden kann, weil  $\Sigma W_{max}$  erreicht ist, wird durch Abfluß oder Versickerung fortgeführt und speist die Flüsse oder erhöht den Grundwasserstand.

Mit den Formeln 2 und 3 wurden die Werte  $V'$ ,  $V$ ,  $N$ ,  $N-V$  und  $\Sigma W$  für im ganzen 320 Stationen aus den Landgebieten um den Indopazifik berechnet. Die Daten für das Sättigungsdefizit und den Niederschlag wurden hierbei den zitierten klimatologischen Werken entnommen<sup>9)</sup>, <sup>10)</sup>, <sup>19)</sup>, <sup>20)</sup>. Von diesen 320 Stationen entfallen auf: Ostasien 26, Japan und China 20, Hinterindien 19, Insulinde und die Philippinen 21, Australien

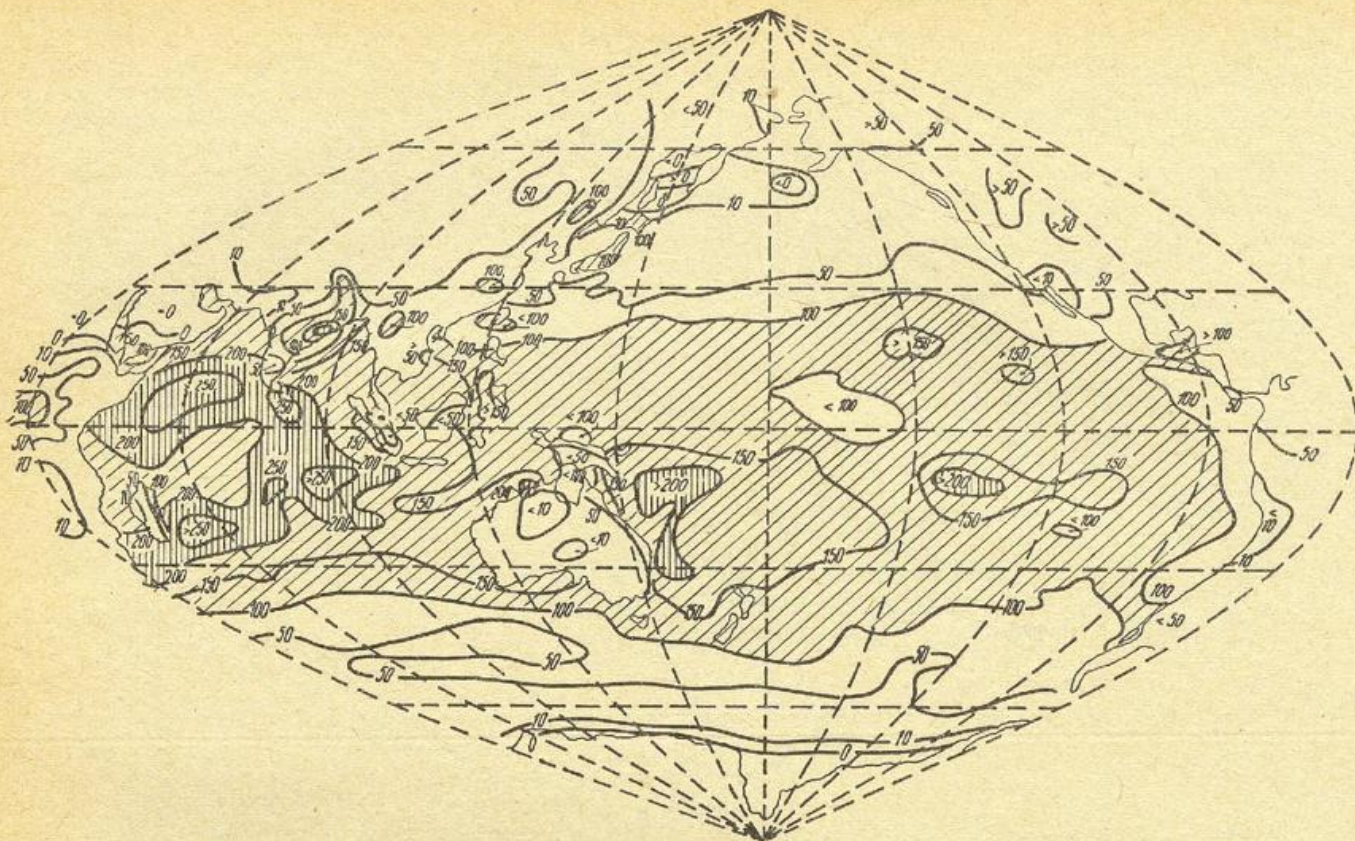


a: Februar

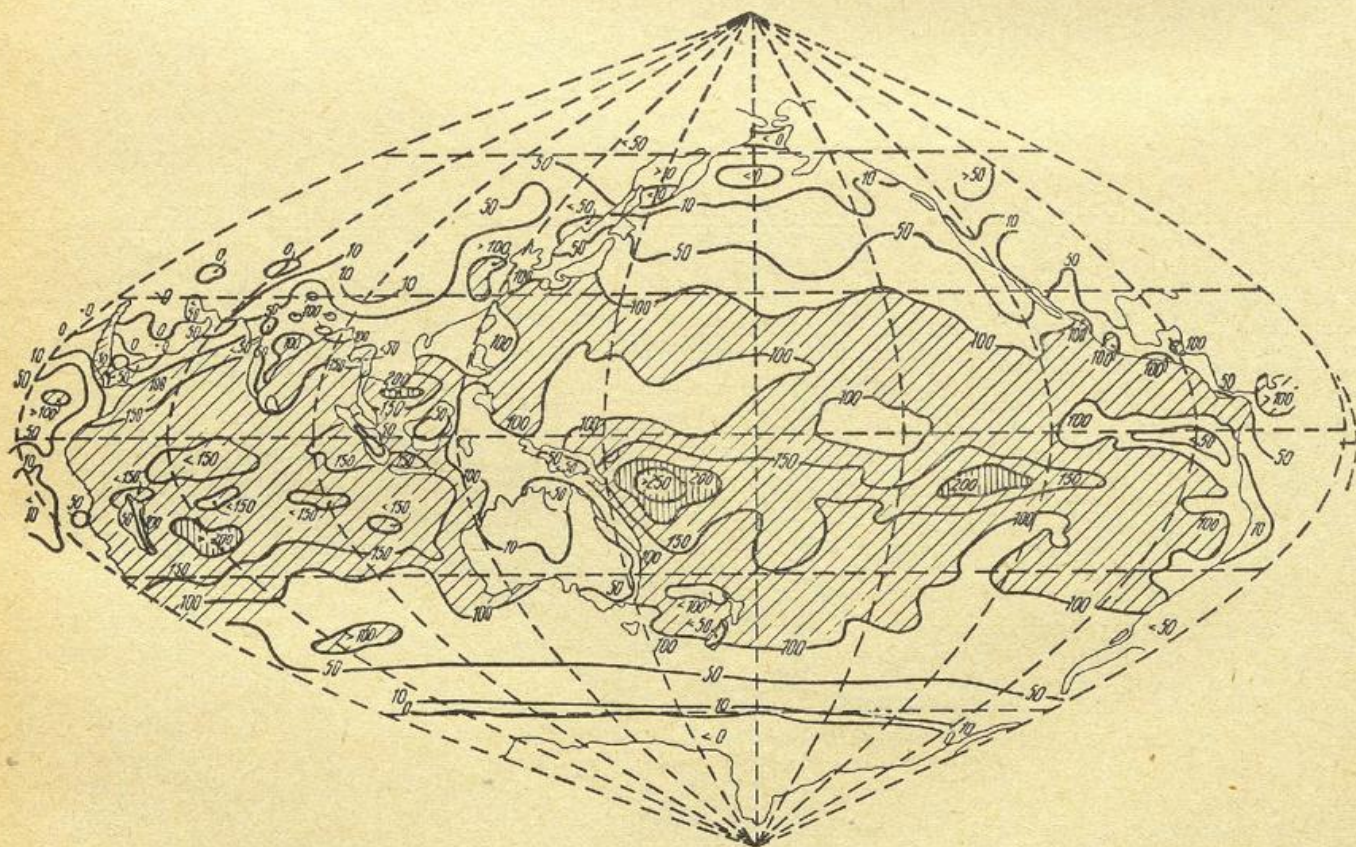


b: April

Abb. 14 a—b  
Karten der Verdunstung des Indopazifik

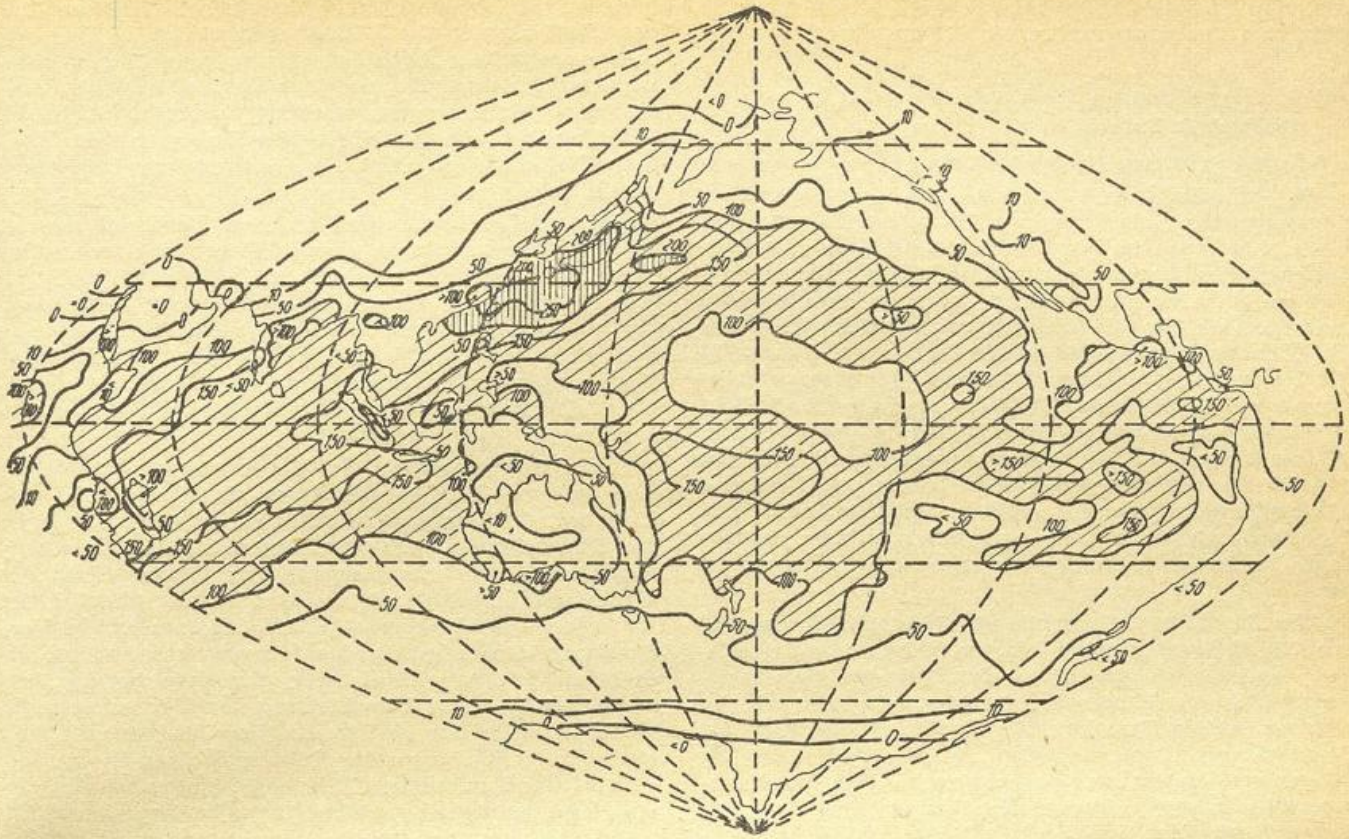


c: Juni

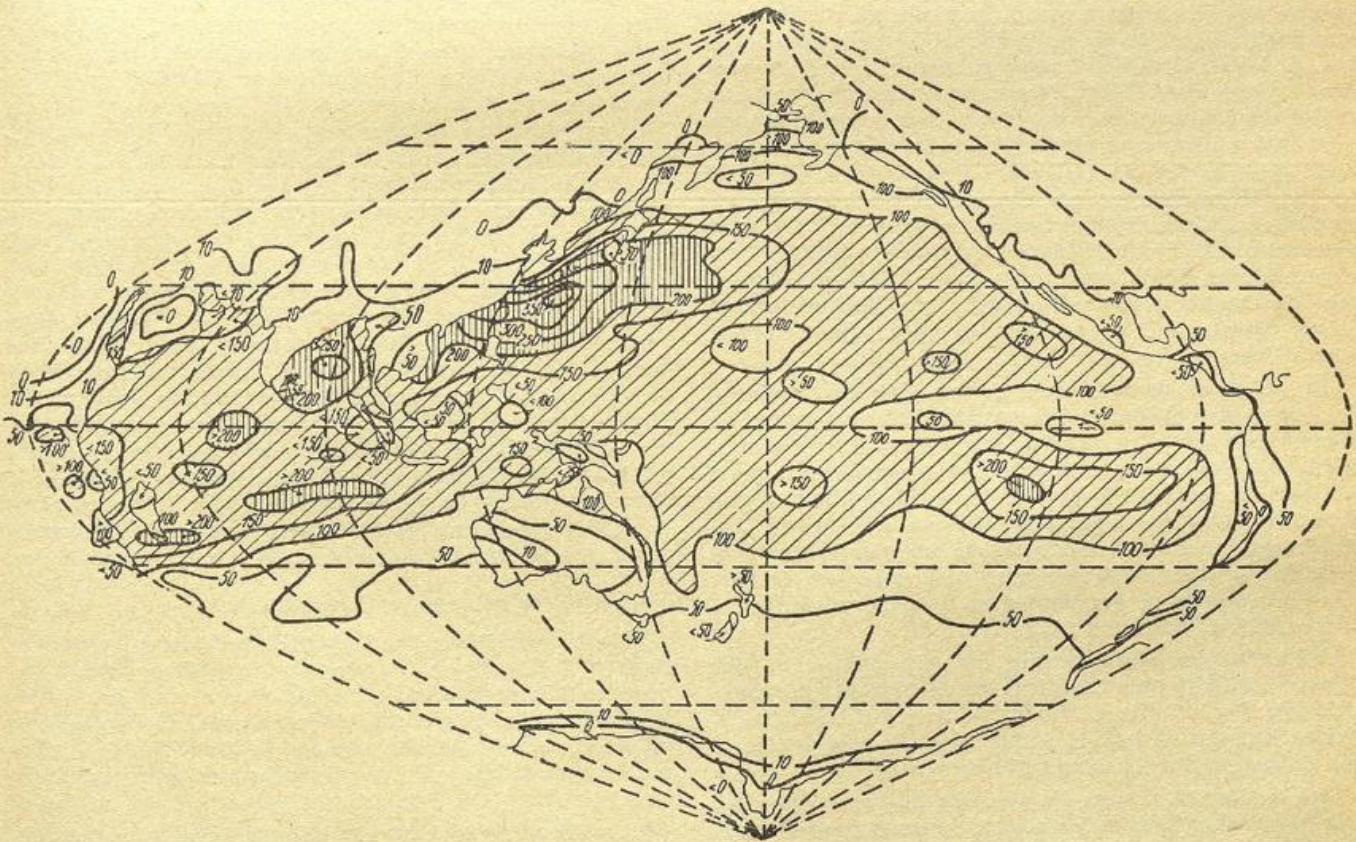


d: August

Abb. 14 c-d  
Karten der Verdunstung des Indopazifik



e: Oktober



f: Dezember

Abb. 14 e-f  
Karten der Verdunstung des Indopazifik

und Neu Seeland 36, Vorderindien 77, Vorderasien 11, Ostafrika 31, Nordamerika 48, Südamerika 19.

#### IV. Die Monatskarten der Verdunstung im Indopazifischen Raum.

##### a) Die Verdunstung der Meeresgebiete.

In der Abbildung 14 a-f sind die Karten der Verdunstung für jeden zweiten Monat wiedergegeben. Schon ihre oberflächliche Durchsicht zeigt, daß die Verdunstung des Meeres stets auf der Winterhalbkugel am größten ist. Dies gilt nicht nur für die Passatgebiete, sondern auch für die nördlich und südlich daran anschließenden Gebiete der mittleren Breiten. Ferner ist die Verdunstung auf der Westseite der Ozeane stärker als auf der Ostseite. Es fällt auch auf, daß die Monate Juni und Dezember die Extreme der Verdunstung stärker zeigen als die Monate August und Februar, obwohl die letzteren Monate in bezug auf Luft und Wassertemperaturen die größten Extreme aufweisen. Die Verdunstung ist also wesentlich stärker an den Lauf der Sonne gebunden als sogar die Lufttemperatur.

Die Tatsache, daß gerade die Winterhalbkugel besonders stark verdunstet, hängt offenbar damit zusammen, daß die Differenz zwischen Wasser- und Lufttemperatur im Winter wesentlich größer ist als im Sommer<sup>21)</sup>. Die Ursachen für die Verschiedenheit des Temperatursprunges zwischen Wasser und Luft im Winter und im Sommer sind wahrscheinlich die Strahlungseinwirkungen. Durch die Sonnenbestrahlung im Sommer wird die Luft in der Nähe der Meeresoberfläche infolge unmittelbarer Strahlungsabsorption um etwa 2° C erwärmt, während die Erwärmung im Winter nur etwa 0,5° C beträgt<sup>22)</sup>. Diese Erklärung stimmt mit der vorher festgestellten Tatsache überein, daß die Monate der Verdunstungsextreme die des extremen Sonnenstandes sind. Es muß darauf hingewiesen werden, daß der tägliche Temperaturgang von Luft und Wasser über dem freien Ozean noch einer besonderen Erklärung bedarf. Denn es ist bei ihm zwar, wie man nach den vorher angestellten Überlegungen erwarten muß, der tägliche Gang der Lufttemperatur größer als der der Wassertemperatur, aber nicht die Temperaturmaxima, sondern die Temperaturminima fallen weiter auseinander<sup>23)</sup>. Licht in diese Verhältnisse können nur systematische Untersuchungen des Wärmehaushaltes der Meeresoberfläche mit stündlichen Beobachtungen seiner einzelnen Komponenten bringen, die unschwer auszuführen wären.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß die einfache Erklärung der größeren Temperaturdifferenz zwischen Wasser und Luft im Winter gegenüber dem Sommer durch die Annahme, daß die Lufttemperaturen auch von den benachbarten Festländern in gleichem Sinne beeinflusst werden, allenfalls für den nördlichen Atlantik gelten könnte, aber schon im nördlichen Pazifik nicht mehr wahrscheinlich ist. Für die höhere Winterverdunstung im südlichen Pazifik entfällt natürlich diese Erklärung völlig.

Die stärkere Verdunstung auf der Westseite der Ozeane wird wahrscheinlich durch die Bewegungsrichtung der Passate veranlaßt, durch die hochtemperiertes Wasser zu beiden Seiten des Tropengürtels an die Westseite der Ozeane geführt wird.

Im Indischen Ozean ist die Verdunstung zur Zeit des Asiatischen Sommermonsuns wesentlich größer als zur Zeit des Wintermonsuns. Denn im Sommermonsun findet über dem Tropengürtel des Indischen Ozeans kein besonders großer Luftstau mit seinen verdunstungsmindernden Erscheinungen statt, sondern die Luft des von Süden kommenden Südostpassates wird durch den Sommermonsun weiter nach Indien hinein-

gesaugt, (Vgl. auch S. 38). Umgekehrt trifft zur Zeit des Nordwinters der Wintermonsun von Norden am meteorologischen Äquator auf den von Süden kommenden Südostpassat und läßt dort eine starke aufsteigende Luftbewegung zustande kommen. Durch die dabei auftretende erhebliche Bewölkung und die starken Niederschläge wird die Verdunstung dort stark gemindert.

Der große Unterschied in der Verdunstung des Meeres zwischen Sommer und Winter ist auch in den gemäßigten Breiten zu erkennen. In 50° n. Br. und 180° ö. L. beträgt die Verdunstung im Januar 75 mm/Monat, im Juli aber nur wenig über 0 mm, infolge des dann dort herrschenden häufigen Nebels. Im südlichen Pazifik werden auf gleicher Breite und unter dem gleichen Meridian im Januar 30 mm, im Juli 75 mm gemessen.

Im übrigen nimmt die Verdunstung des Meeres nach höheren Breiten allmählich ab. Hierbei fällt die Linie mit der Verdunstung Null nach den Erfahrungen der Maud-Expedition angenähert mit dem Eisrand zusammen. Durch die Verschiebung dieses Eisrandes kommt es, daß ein Punkt in 70° s. Br. und 180° ö. L. im Juli etwa die Verdunstung Null, im Januar die Verdunstung 15 mm hat. In den zeitweise mit Packeis bedeckten Gebieten wird also der jährliche Gang der Verdunstung durch die Verschiebung der Eisgrenze umgekehrt. Jenseits der Nullgrenze der Verdunstung muß nach den Erfahrungen der Polarexpedition in den hohen polaren Breiten mit Reifablagerungen aus der Atmosphäre gerechnet werden, die allerdings im allgemeinen nur recht gering sind, und nur wenige mm im Monat umfassen.

Die beiden Hauptjahreszeiten des gesamten Gebietes werden durch den Winter- und den Sommermonsun des asiatischen Festlandes gekennzeichnet. Sie haben ihren Höhepunkt im Januar und Juli. Der Übergang zwischen beiden Jahreszeiten findet vom März zum April und vom September zum Oktober bzw. November statt. Die Änderung der Verdunstung ist im Meere südlich von Japan besonders groß. Hier beträgt die Verdunstung auf 20° n. Br. im März noch 200 mm, im April dagegen weniger als 100 mm. Ihr steht eine ebenfalls große Vermehrung im Indischen Ozean gegenüber. Im Indischen Ozean wird bei dem Übergang vom März zum April die Verdunstung im Norden nur verhältnismäßig wenig verringert, dagegen auf der Südhalbkugel erheblich vergrößert. Der entgegengesetzte Übergang vom Nordsommer- in den Nordwinterzustand geschieht sichtlich allmählicher zwischen September und November. Auf der Westseite des Pazifik wird allerdings, wieder über dem Meere von Japan, vom September zum Oktober infolge des Monsunwechsels in Ostasien die Verdunstung von 125 auf 222 mm erhöht. In den übrigen Gebieten findet aber der Übergang vom Nordsommer- in den Nordwinterzustand erst vom Oktober zum November statt.

##### b) Die Verdunstung der Landgebiete.

Die Verdunstung der Landgebiete verdient eine besondere Behandlung. Infolge der in dieser Arbeit gebotenen Kürze können aber gleichwohl nur die allerwesentlichsten Züge an einigen wenigen Beispielen erörtert werden. Als Beispiele sind 6 asiatische Stationen ausgewählt, die in der Tabelle 1 zusammengestellt sind.

Als Repräsentant des niederschlagsarmen Ostsibiriens ist in dieser Tabelle *Werchojansk* gewählt worden. Die mögliche Verdunstung erscheint im Frühsommer besonders groß. In dieser Zeit wird die natürliche Verdunstung ebenfalls besonders hoch. Sie ist größer als die Niederschlagsmenge und entnimmt das verdunstende Wasser dem nach der Schneeschmelze

Tabelle 1.

Monatsmittel der möglichen Verdunstung  $V'$ , der natürlichen Verdunstung  $V$ , des Niederschlags  $N$ , der Differenz Niederschlag minus Verdunstung  $N-V$  und des Gesamtwassergehalts des Bodens  $\Sigma W$  in mm.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summe	Jahr Mittel
1. Werchojansk, h = 12 m, 67° 33' n. Br., 133° 24' ö. L.														
$V'$	-5	-4	-4	7	36	64	43	48	21	1	-4	-5	233	
$V$	-5	-4	-4	7	25	40	25	29	11	1	-4	-5	116	
$N$	4	3	3	4	7	22	27	26	19	8	7	4	134	
$N-V$	9	7	7	3	-18	-18	2	-3	8	7	11	9	18	
$\Sigma W$	100	100	100	100	82	64	66	63	71	78	89	98		83
2. Yagi, h = 63 m, 34° 31' n. Br., 135° 48' ö. L.														
$V'$	21	24	18	43	61	74	95	92	58	39	28	26	579	
$V$														
$N$	55	62	98	122	120	202	192	125	219	133	78	56	1464	
$N-V$	34	38	80	79	59	128	97	33	161	84	50	30	885	
$\Sigma W$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		100
3. Peking, h = 40 m, 39° 56' n. Br., 116° 28' ö. L.														
$V'$	22	29	46	90	142	158	109	85	89	71	26	31	898	
$V$	7	8	14	42	43	45	109	85	89	41	5	4	492	
$N$	2	2	17	37	26	40	200	143	54	33	4	1	559	
$N-V$	-5	-6	3	-5	-17	-5	91	58	-35	-8	-1	-3	67	
$\Sigma W$	48	42	45	40	23	18	100	100	65	57	56	53		54
4. Myitlyiana, h = 140 m, 25° 45' n. Br., 97° 6' ö. L.														
$V'$	59	77	116	138	147	91	78	78	94	82	67	56	1085	
$V$	20	24	39	46	123	91	78	78	94	82	67	23	765	
$N$	11	15	27	41	144	357	474	390	242	174	39	12	1926	
$N-V$	-9	-9	-12	-5	21	266	396	312	148	92	-28	-11	1161	
$\Sigma W$	52	43	31	26	47	100	100	100	100	100	72	61		69
5. Pontianak, h = 3 m, 0° 1' n. Br., 109° 20' ö. L.														
$V'$	58	59	58	53	58	58	60	65	53	57	43	42	670	
$V$														
$N$	269	217	245	283	272	225	165	219	219	374	409	333	3230	
$N-V$	211	158	187	230	214	167	105	154	160	317	366	291	2560	
$\Sigma W$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		100
6. Bagdad, h = 38 m, 33° 20' n. Br., 44° 22' ö. L.														
$V'$	48	63	80	140	234	385	426	423	347	228	111	53	2538	
$V$	13	25	34	38	24	7	0	1	0	2	1	13	158	
$N$	26	35	36	20	6	0	0	1	0	2	2	30	158	
$N-V$	13	10	2	-18	-18	-7	0	0	0	0	1	17	0	
$\Sigma W$	31	41	43	25	7	0	0	0	0	0	1	18		13

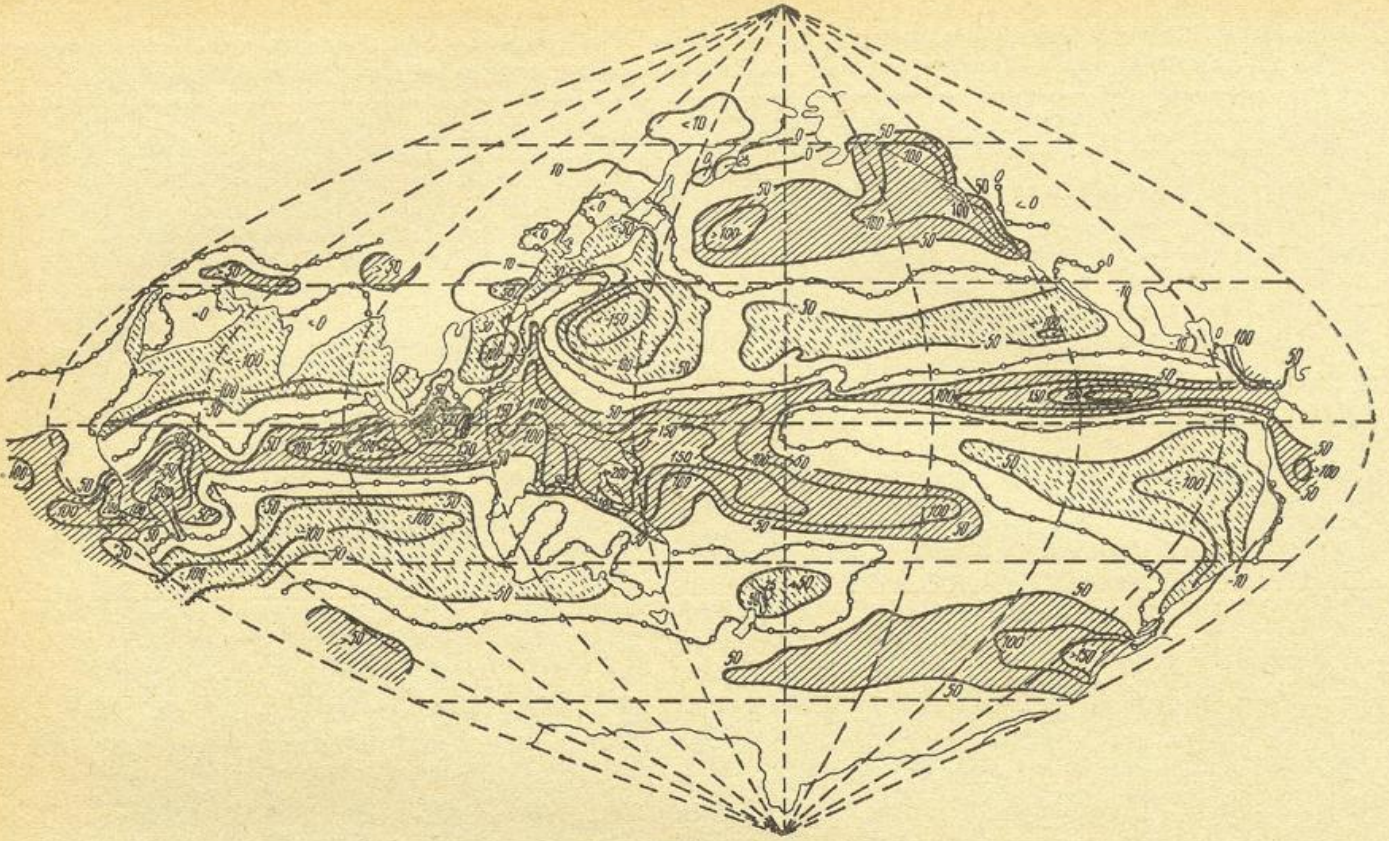
besonders wasserreichen Boden. Schon im September wird die Verdunstung wesentlich geringer als der Niederschlag und in dem kalten Winter überwiegt die Reifablagerung die Verdunstung. Der Wassergehalt des Bodens ist im Winter der maximal mögliche, während er im Sommer bis zum August auf 63% dieses Wertes absinkt. Betrachtungen über den Abfluß gehören nicht in diese Arbeit. Es mag aber hier bemerkt werden, daß der Abfluß sich im wesentlichen auf die Zeit nach der Schneeschmelze zusammendrängt.

Als zweite Station ist die japanische Küstenstation Yagi in die Tabelle aufgenommen worden. Bei ihr übersteigt das ganze Jahr über der Niederschlag die mögliche Verdunstung. Es ist also in allen Monaten die natürliche Verdunstung gleich der möglichen Verdunstung anzusetzen. Der Wassergehalt des Bodens ist das ganze Jahr über auf seinem Maximalwert und der Abfluß ist daher ständig gleich der Differenz Niederschlag minus Verdunstung.

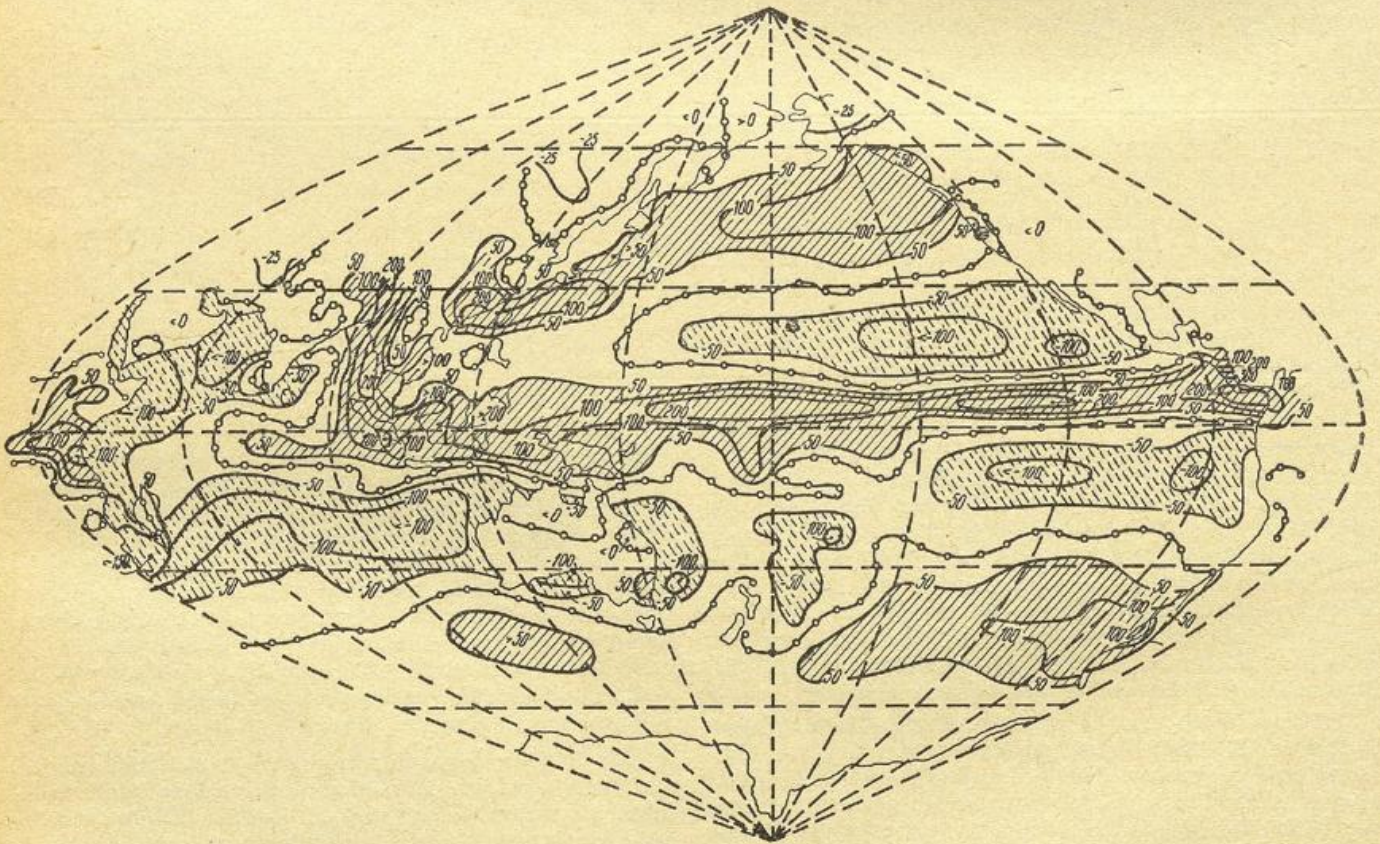
Als Station der mittleren Breiten in Ostasien ist Peking ausgewählt worden. Hier ist die tatsächliche

Verdunstung nur während der vier Sommermonate gleich der möglichen. Im übrigen unterschreitet sie erheblich die mögliche Verdunstung. Das Wasser für die starke Verdunstung der Sommermonate wird von dem Monsunniederschlag geliefert, der im Juli stark einsetzt. Nur in diesen Sommermonaten erreicht der Wassergehalt des Bodens den Sättigungswert, nur in ihnen findet auch ein nennenswerter Abfluß statt. Bereits im September beginnt der Wassergehalt des Bodens zu sinken und erreicht seinen tiefsten Stand mit 18% der möglichen Sättigung im Juni.

Die Station Myitlyiana in Oberbirma wurde als Repräsentant des niederschlagsreichen hinterindischen Monsungebietes gewählt. Bei ihr ist die tatsächliche Verdunstung vom Juni bis zum November gleich der möglichen. Die reichlichen Monsunniederschläge fallen vom Mai bis Oktober. Im Mai ist die mögliche Verdunstung aber noch so hoch, daß der bereits starke Monsunniederschlag zum weitaus größten Teile wieder verdunstet. So wird auch die Wassersättigung des Bodens erst im Juni erreicht. Sie hält bis zum Oktober

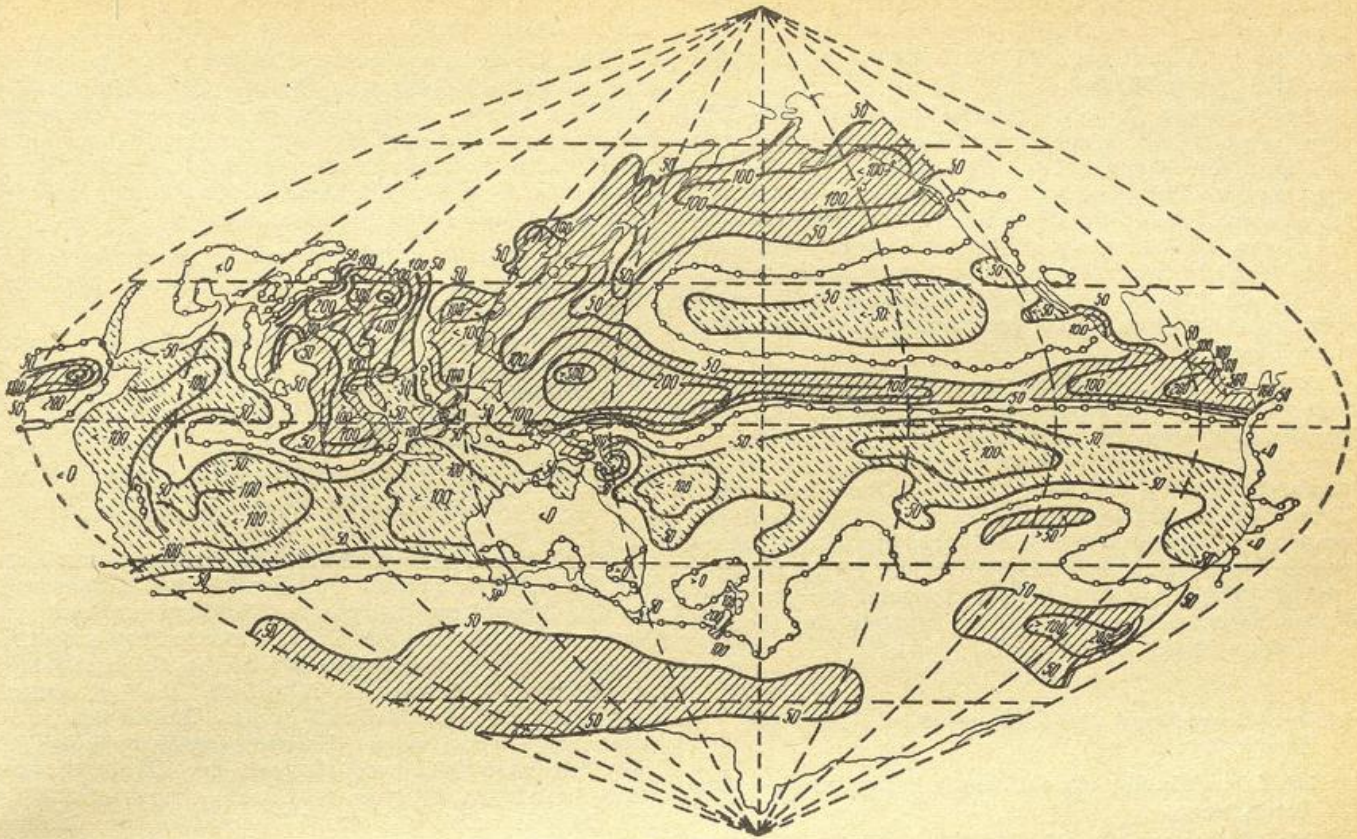


a: Februar

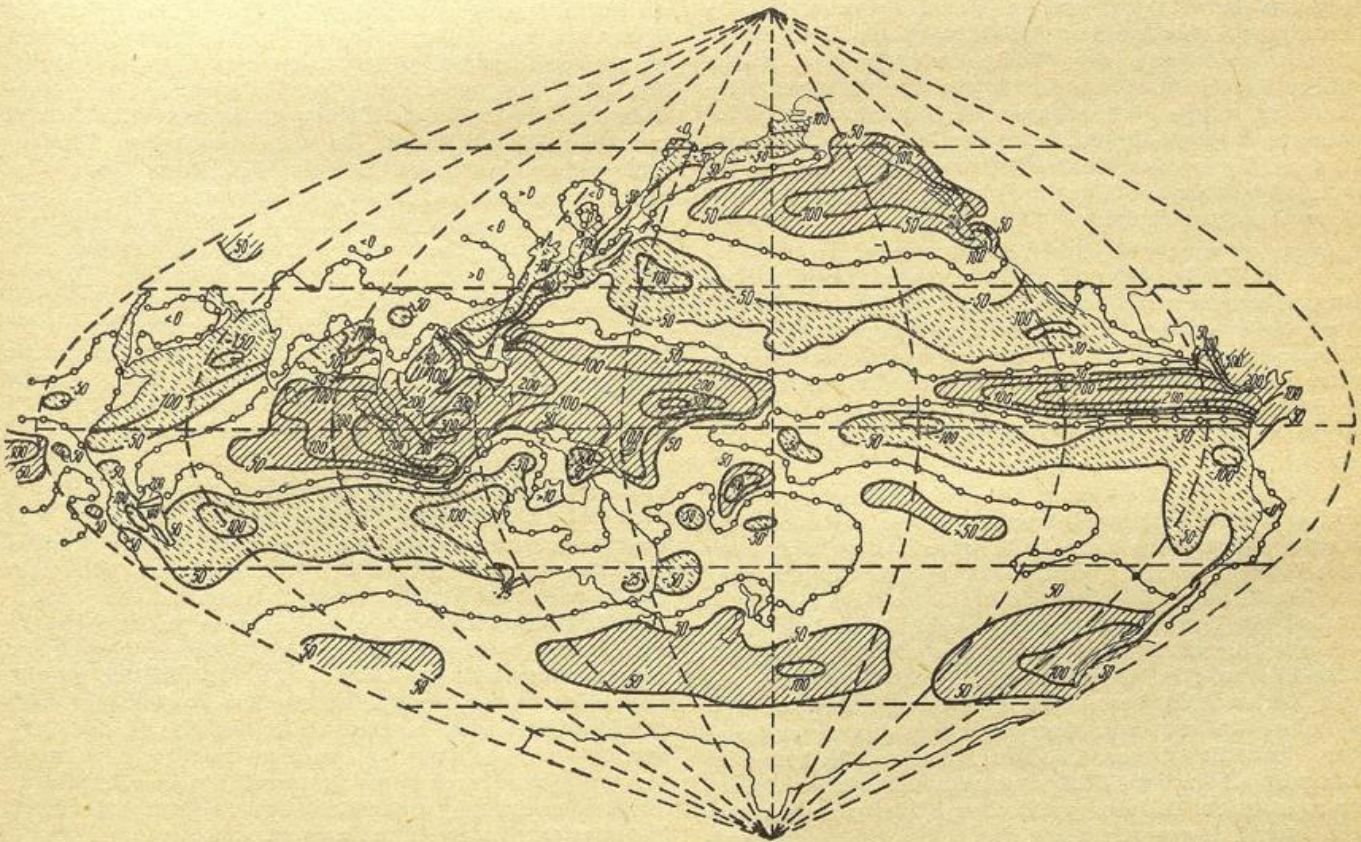


b: Mai

Abb. 15 a—b  
Karten der Differenz Niederschlag minus Verdunstung  
im Indopazifik



c: August



d: November

Abb. 15 c—d  
Karten der Differenz Niederschlag minus Verdunstung  
im Indopazifik

an. In dieser Zeit findet ein starker Abfluß statt. Während des Winters sinkt der Wassergehalt des Bodens kontinuierlich und erreicht sein Minimum im April mit 26% des möglichen.

Ein Beispiel für eine Tropenstation gibt die Küstenstation Pontianak auf Borneo. Bei ihr ist, wie bei Yagi, der Niederschlag stets wesentlich höher als die mögliche Verdunstung. Die natürliche Verdunstung ist also das ganze Jahr über gleich der möglichen. Dabei liegen die Werte der möglichen Verdunstung zwischen 40 und 60 mm/Monat. Es sei bemerkt, daß wegen der in den Tropen meist besonders kleinen Windgeschwindigkeit diese Werte vermutlich noch etwas zu hoch liegen.

Ein Beispiel für eine vorderasiatische Wüstenstation gibt Bagdad. Bei ihr bleibt die tatsächliche Verdunstung in allen Monaten weit unter der möglichen. Der gesamte Niederschlag, der fällt, wird auch wieder verdunstet. Hierbei ist der jährliche Gang der natürlichen Verdunstung gegenüber dem des Niederschlages um einen Monat in der Phase verschoben. Der Wassergehalt des Bodens erreicht niemals die Sättigung. Ein Abfluß findet nicht statt. Im Sommer trocknet der Boden vollständig aus. Der Wassergehalt des Bodens wird dann Null.

#### V. Der Wasserhaushalt der Atmosphäre über dem Indopazifik.

##### a) Die Monatskarten der Differenz Niederschlag minus Verdunstung.

Die in dem vorigen Abschnitt behandelten Monatskarten der Verdunstung des Indopazifischen Raumes geben die geographische Verteilung der Wassermengen wieder, die die Atmosphäre aufnimmt. Die in einer früheren Arbeit gezeichneten Monatskarten des Niederschlages<sup>1)</sup> des gleichen Gebietes geben die geographische Verteilung des Wasserverlustes der Atmosphäre. Fertigt man nun die Karten der Differenz Niederschlag minus Verdunstung für die einzelnen Monate an, so geben diese Karten den Wasserhaushalt der Atmosphäre wieder. Solche Karten sind in der Abbildung 15 a-d für die Monate Februar, Mai, August und November gezeichnet.

Man erkennt auf diesen Karten geschlossene Gebiete des Niederschlagsüberschusses und des Verdunstungsüberschusses. Sie sind auf den Karten, soweit der Niederschlags- und der Verdunstungsüberschuß 50 mm übersteigt, durch ausgezogene Schraffur von links unten nach rechts oben bei Niederschlagsüberschuß, durch gestrichelte Schraffur von links oben nach rechts unten bei Verdunstungsüberschuß gekennzeichnet.

Auf allen Karten gibt es Gebiete des Niederschlags- und des Verdunstungsüberschusses, die während des ganzen Jahres ihre Lage beibehalten, wenn sich auch ihre Grenzen ständig verändern. Solche Gebiete sind von den Niederschlagsüberschußgebieten: das nordpazifische, das tropisch-pazifische, der Niederschlagsgürtel der gemäßigten Südbreiten und das südlich-gemäßig-antarktische. Die Namen dieser Gebiete brauchen auf den Karten nicht besonders verzeichnet zu werden, da sie ohne weiteres aus ihrer Lagebezeichnung erkennbar sind. Zu diesen Niederschlagsüberschußgebieten kommt noch in den Wintermonaten ein solches Gebiet im westlichen Teil des pazifischen Südostpassates, also ein „tropisch-passatisches“ Niederschlagsüberschußgebiet und in den Sommermonaten ein solches im indisch-chinesischen Monsungebiet. Die Verdunstungsüberschußgebiete sind: das nordpazifische Passatgebiet, das Verdunstungsgebiet des Nordindik und das südindische Passatgebiet. Von dem süd-pazifischen Passatgebiet wird im Nordwinter durch das Niederschlags-

überschußgebiet des Südostpassates ein westlicher Teil, der im Osten von Australien liegt, abgeschnürt.

Die Niederschlagsüberschußgebiete der tropischen und gemäßigten Zone gehen im Pazifik in einigen Monaten ineinander über, so daß ihre Grenzen nicht genau zu bestimmen sind. Das gleiche geschieht im Indik im Sommer bei den Niederschlagsüberschußgebieten. Allgemein herrscht Niederschlagsüberschuß auf der meteorologischen Sommerhalbkugel.

##### b) Die quantitative Berechnung des Wasserhaushaltes des Indopazifik in den Monaten Februar, Mai, August und November.

Integriert man über die auf den Karten erkennbaren Niederschlags- und Verdunstungsüberschußgebiete, so erhält man für die einzelnen Gebiete die in der Tabelle 2 angegebenen Zahlen für den Wasserhaushalt des Indopazifik in 10<sup>17</sup> g. Berechnet wurden diese Zahlen für die vier gleichabständig über das Jahr verteilten Monate Februar, Mai, August und November.

Deutlich erkennt man bei den Verdunstungsüberschußgebieten nunmehr quantitativ den entgegengesetzten jährlichen Gang der Verdunstung auf der Nord- und Südhalbkugel. So ist z. B. der Verdunstungsüberschuß im Februar und November im nordpazifischen Überschußgebiet im Mittel 19,3×10<sup>17</sup> g, gegenüber 11,4×10<sup>17</sup> g im Mai und August. Umgekehrt ist im gesamten süd-pazifischen Niederschlagsüberschußgebiet im Südwinter (Mai und August) der Verdunstungsüberschuß 20,0×10<sup>17</sup> g, im Südsommer nur 14,6×10<sup>17</sup> g. Die Tabelle zeigt, daß die Winterwerte des Verdunstungsüberschusses im Pazifik um rund 40%, im Indik um rund 30% größer als die Sommerwerte sind. Von den Niederschlagsüberschußgebieten zeigt das nordpazifische das gleiche Verhalten (10,9 Niederschlagsüberschuß im Sommer gegenüber 18,7×10<sup>17</sup> g Niederschlagsüberschuß im Winter, also 41% Unterschied.) Das Niederschlagsüberschußgebiet in den gemäßigten Südbreiten zeigt dagegen nicht diesen jährlichen Gang, sondern nur die aus den Karten zu erkennende in sich parallele Verschiebung. In dem tropischen Niederschlagsüberschußgebiet ist ein jährlicher Gang von vornherein nicht zu erwarten. Zählt man die drei tropischen Niederschlagsüberschußgebiete, also das tropisch-pazifische, das tropisch-passatisches, das tropisch-indische und das ganz überwiegend hierhin gehörende Niederschlagsüberschußgebiet des asiatischen Festlandes Australien und von Insulinde zusammen, so ergibt sich aber gleichwohl ein jährlicher Gang. Denn für die vier betrachteten Monate Februar, Mai, August und November erhält man die Zahlen: 44,8; 41,8; 51,2 und 50,5, also einen Jahresgang von fast 20%.

In die Tabelle ist auch in der Kolonne C die Gesamtverdunstung aufgenommen, die durch Integration über die Verdunstungskarten der betrachteten vier Monate erhalten wurde. Sie zeigt nur einen schwachen jährlichen Gang mit einem Maximum im Mai. Der Gesamtniederschlag, der durch Integration der Niederschlagskarten erhalten wurde (Kolonne D), ist in jedem einzelnen der vier Monate um rund 10% größer als die Gesamtverdunstung (Kolonne F). Tatsächlich müßte aber über das Gesamtgebiet, des Indopazifik, das nach den Ausführungen in einer früheren Arbeit des Verfassers<sup>2)</sup> als ein in sich geschlossenes Wasserversorgungsgebiet angesehen werden muß, ebensoviel Wasser als Niederschlag aus der Luft herausfallen, wie durch Verdunstung in sie hineinkommt.

Die Ursachen für die offenbar systematische Abweichung der Zahlen für die gesamte Verdunstung und den gesamten Niederschlag könnten sowohl darin liegen, daß der Niederschlag um 10% zu hoch angenommen wurde, als auch darin, daß die Verdunstung um 10% zu gering berechnet wurde. Das erstere ist bei

Tabelle 2.

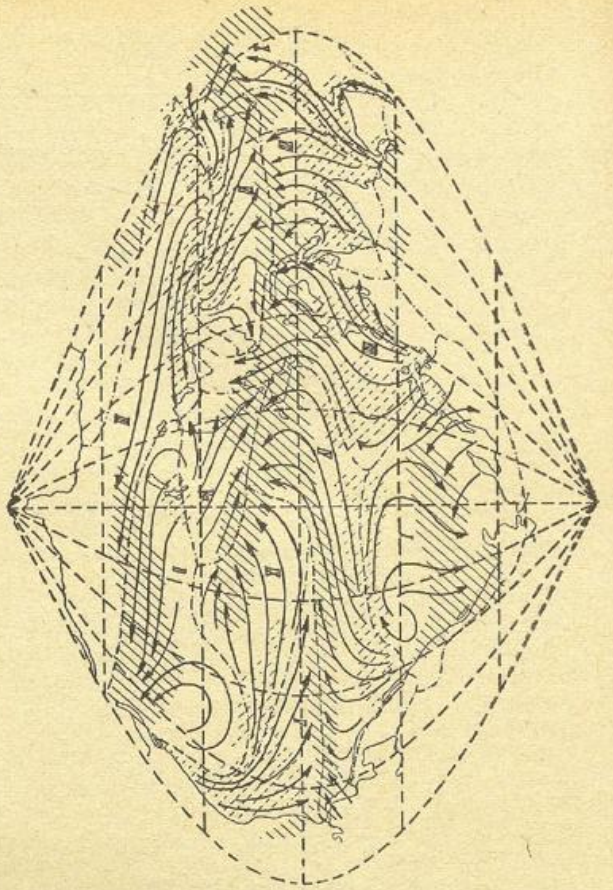
**Der Wasserhaushalt des Indopazifik in 10<sup>17</sup> g in den Monaten Februar, Mai,  
August und November.**

	II	V	VIII	XI
<b>A. Niederschlagsüberschußgebiete :</b>				
Nordpazifisches	11,0	17,7	19,7	10,7
Tropisch-Pazifisches	19,8	28,4	26,6	28,7
Tropisch-Passatisches	10,4	—	—	5,7
Tropisch Indisches	8,3	3,7	5,0	12,2
Südlich-gemäßig-antarktisches Meer	18,9	24,4	20,1	20,0
Summe	68,4	74,2	71,4	77,3
Asiatisches Festland, Australien u. Insulinde	6,5	9,7	19,6	4,3
Amerikanisches Festland	2,5	0,5	1,5	1,8
Afrikanisches Festland	6,3	3,2	1,8	3,0
<b>B. Verdunstungsüberschußgebiete :</b>				
Nordpazifisches Passatgebiet	19,2	13,0	9,7	19,4
Südpazifisches Passatgebiet	11,0	21,5	26,6	12,8
Südwestpazifisches Passatgebiet	2,5	—	—	3,0
Nordindisches Passatgebiet	10,9	7,8	6,7	9,5
Südindisches Passatgebiet	14,6	21,7	23,3	16,6
Gesamtsumme	58,1	64,0	66,3	61,3
<b>C. Verdunstung</b>				
Indopazifik Meer	211,6	222,3	219,1	212,2
Indopazifik Land	14,0	22,1	20,7	12,2
Gesamtverdunstung $\Sigma V$	225,6	244,4	239,8	224,4
<b>D. Gesamtniederschlag <math>\Sigma N</math></b>				
	251,2	268,0	267,8	249,5
<b>E. <math>\Sigma N - \Sigma V</math> =</b>				
	25,6	23,6	28,0	25,1
<b>F. <math>\frac{\Sigma N - \Sigma V}{\frac{1}{2}(\Sigma N + \Sigma V)} - 100\%</math> =</b>				
	10,8	9,2	11,0	10,6%

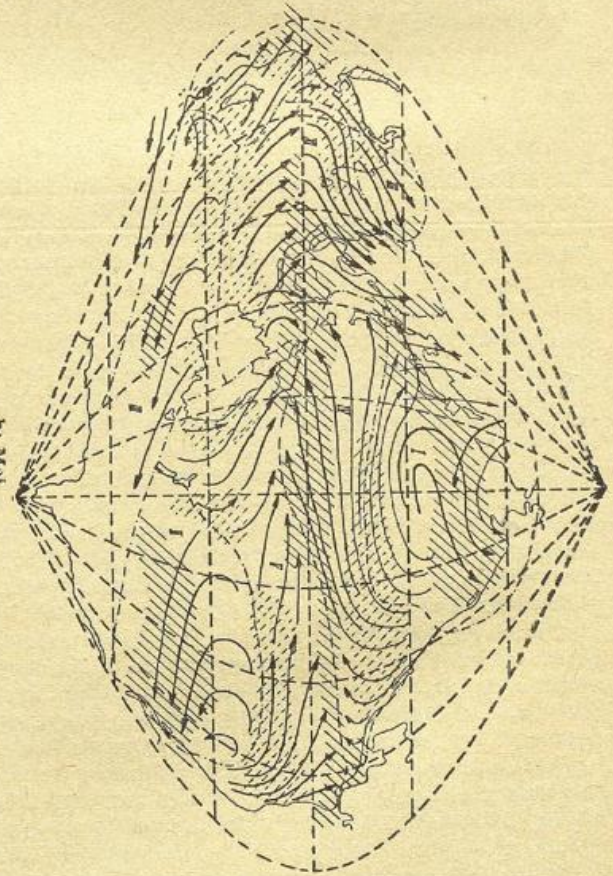
der Schwierigkeit der Reduktion des Niederschlages, der auf die Inseln fällt, auf das freie Meer, die natürlich auch bei der Berechnung der Monatskarten des Niederschlages des Verfassers durchgeführt wurde, an sich durchaus denkbar. Es sei daran erinnert, daß noch 1935 Wüst<sup>12)</sup> eine Verringerung der auch hier benutzten Werte der Schott'schen Niederschlagskarten<sup>6)</sup> um 30% für erforderlich hielt. Es wäre aber auch ebenso möglich, daß die Verdunstung etwas zu gering angesetzt wurde. Dies wurde in einem gewissen Umfange bewußt bei Beginn der Untersuchung dadurch vorgenommen, daß die Windgeschwindigkeitszahlen des Atlases von McDonald, über deren Bezugshöhe nichts gesagt war, auf Masthöhe, also 20 m und nicht auf die Höhe der Brücke von 8 m bezogen wurden. Tut man letzteres, so erhält man eine etwas andere Kurvenschar als die der Abbildung 12, die eine etwa um 10% höhere Verdunstung ergibt. Hierdurch würde eine ziemlich vollständige Übereinstimmung zwischen Niederschlag und Verdunstung erzielt werden. Tatsächlich ist wahrscheinlich, daß die Verdunstung zu gering angenommen wurde. Denn, wenn man den Wärmehaushalt der Atmosphäre kartenmäßig darstellt, auf dessen Einnahmeseite als weitaus größter Posten die aus dem Niederschlag gewonnene Kondenswärme steht, so wird ein voller Ausgleich sogar erst für eine um 5% höhere Wärmeaufnahme der Atmosphäre erhalten, also sogar bei einem noch etwas höheren Niederschlag. Eine endgültige Klärung der Angelegenheit wird sich aber erst erzielen lassen, wenn auch die Karten der übrigen Komponenten des Wärmehaushaltes des Indopazifik vollständig vorliegen werden.

c) Die Karten der Strömungslinien.

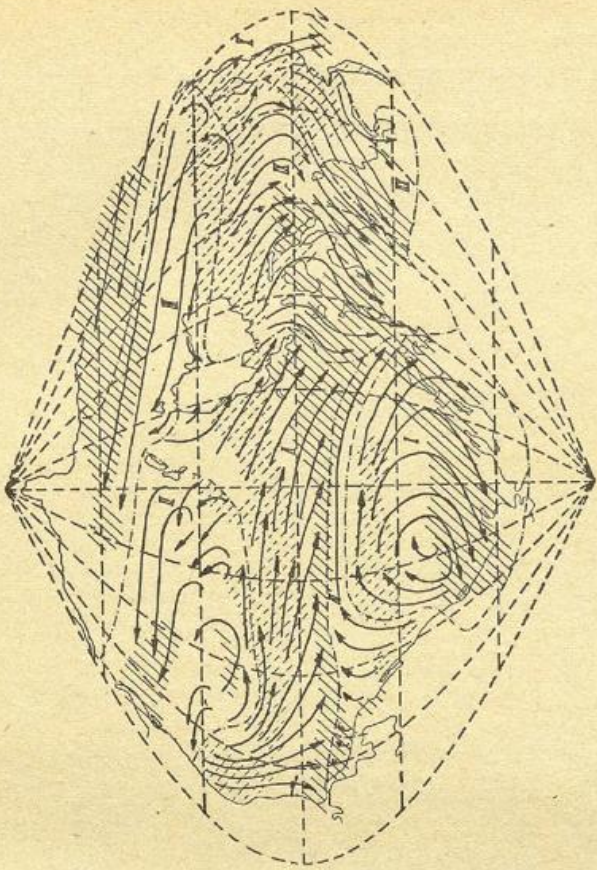
Die auf den Karten N—V der Abbildung 15 dargestellten Gebiete des Niederschlags- und Verdunstungsüberschusses gewinnen eine besondere Bedeutung, wenn man sie zusammen mit den Karten der Strömungsverhältnisse der Luft betrachtet. Diese sind z. B. in den Karten 4, 7, 10 und 13 der deutschen Ausgabe des Atlas' von McDonald<sup>5)</sup> für die behandelten vier Monate dargestellt. Dort wurden durch besondere Bezeichnungen Stromrichtung, Konstanz, und Stärke der Bodenwinde ausgedrückt. Der Übersichtlichkeit halber wurden in den Karten der Abbildung 16 a—d dieser Arbeit, in der diese Strömungskarten wiedergegeben werden, auf die Angaben der Konstanz und der Stärke der Bodenwinde verzichtet und nur die allgemeinen Strömungsrichtungen wiedergegeben. Auf diese Weise tritt der Fall ein, daß z. B. die in ihrer Konstanz nur recht geringe Zirkulation um das nordpazifische Tief mit der gleichen Deutlichkeit wie die Passatströmung ausgedrückt wurde, trotzdem die erstere lediglich aus dem Mittel von Luftströmungen, die dauernd ihre Richtung ändern, erschlossen werden kann, während die letztere ein fast ständig auftretender Strömungsvorgang der planetarischen Zirkulation ist. Auch Überschneidungen und Gegenläufigkeit kommen gelegentlich, wie auf den amerikanischen Originalkarten, vor. Im allgemeinen geben die Strömungslinien der Abb. 16 in den niederen Breiten ziemlich angenähert auch die Bahnen der wasserführenden Luftmassen an. In den mittleren Breiten kann natürlich von einer Identität der hier vorliegenden Stromlinien mit den Trajektorien nicht gesprochen werden, wie die vom



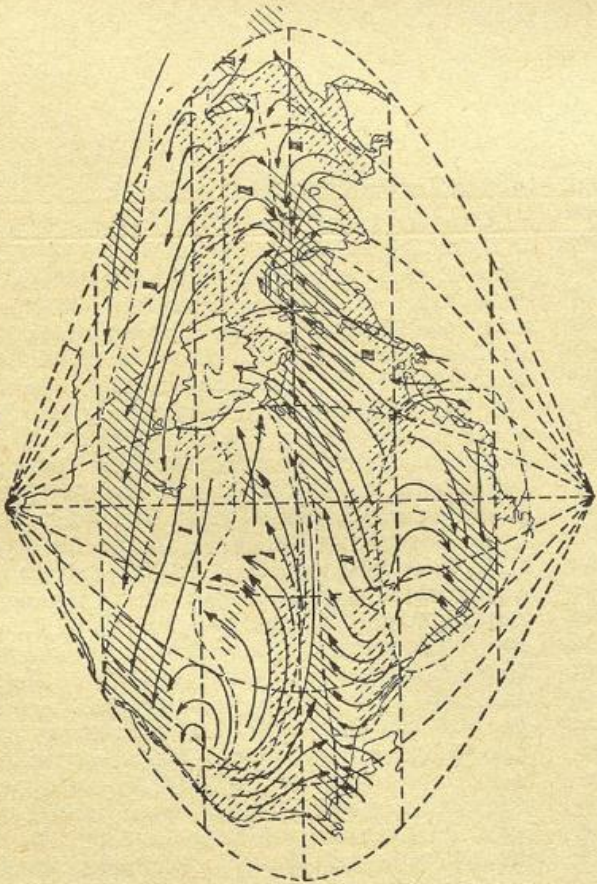
a: Februar



b: Mai



c: August



d: November

Abb. 16 a—d  
Karten der Stromlinien im Indopazifik mit eingezeichneten  
Gebieten größeren Niederschlags- bzw. Verdunstungsüber-  
schusses

Verfasser für einige Monate des Jahres 1928 an einer anderen Stelle<sup>2)</sup> veröffentlichten Trajektorien im nördlichen Pazifik zeigen. Doch dürften die in Abb. 16 gezeichneten Linien in mittleren Breiten immerhin in den meisten Fällen als eine Art mittlerer Bahnen der wasserführenden Luftmassen betrachtet werden.

Besonders wichtig ist die Festlegung der Konvergenz und Divergenzlinien bei der so gewonnenen Darstellung. Sie können bemerkenswerterweise ohne jede Schwierigkeit in die Karte eingetragen werden. (Strichpunktierte Linien). Durch sie werden Gebiete in sich einheitlichem Strömungscharakter gegeneinander abgegrenzt, die den gesamten indopazifischen Raum lückenlos erfüllen. Die geringe Richtungskonstanz — veranlaßt durch ständige Zyklonendurchgänge — bildet hierbei eine besondere Eigenschaft der Strömungsgebiete in den mittleren Breiten.

Natürlich haben die Grenzlinien der Gebiete einheitlichen Strömungscharakters in den einzelnen Jahren eine etwas verschiedene Lage und verschieben sich in den gemäßigten Breiten auch von Tag zu Tag.

d) Die Versorgungsgebiete des Wasserhaushaltes des Indopazifik.

In die Karten 16a — d sind die Niederschlags- und Verdunstungsüberschußgebiete, die 50 mm/Monat überschreiten, mit den gleichen Schraffuren, wie in den Karten 15a — d eingetragen. Man erkennt so, daß den Gebieten einheitlicher Strömung, die auf Grund der Strömungskonfiguration erschlossen wurden, in Bezug auf den Wasserhaushalt eine ganz besondere Bedeutung zukommt. Alle Strömungslinien, die naturgemäß an den Divergenzlinien oder in ihrer Nähe entspringen, gehen zunächst über Gebiete mit Verdunstungsüberschuß und münden stets in Gebieten, in denen ein Niederschlagsüberschuß besteht. Hierbei entspricht, wenigstens qualitativ, auch die Niederschlagsmenge der vorher von der Luft durch Verdunstung aufgenommenen Wassermenge. Hierdurch gewinnen die soeben definierten Gebiete einheitlicher Strömung ihre besondere Wichtigkeit für den Wasserhaushalt der Luft. Sie können direkt als „Versorgungsgebiete des Wasserhaushaltes der Luft“ bezeichnet werden, in denen annähernd der Wasserkreislauf in sich geschlossen ist.

Die einzelnen Versorgungsgebiete ändern von Monat zu Monat und in den mittleren Breiten auch von Tag zu Tag ihre Grenzen, bleiben aber als Ganzes erhalten. Es bestehen stets: ein Nord- (I) und ein Südpazifisches (II) Versorgungsgebiet, ferner ein Südindisches (III) Versorgungsgebiet in den gemäßigten Breiten der Ozeane. Die Niederschläge fallen in diesen Gebieten an den Fronten der Zyklonen aus der subtropischen Warmluft, die von den polwärts gerichteten Abdachungen der passatischen Hochdruckgebiete polwärts strömt. Der Niederschlag kommt auch dadurch zustande, daß die bodennahe Warmluft über immer kältere Gebiete strömt, so daß ihre Aufnahmefähigkeit für Wasserdampf immer geringer wird. (Vgl. die Dampfdruckkarten Abb. 11a — d). Diese Dampfdruckkarten geben auch ein angenähertes Bild von dem Wassergehalt der Atmosphäre. Denn nach der Formel von Humphreys<sup>24)</sup> ist der Gesamtwasserhaushalt der Atmosphäre in mm niederschlagsfähigem Wasser angenähert gleich dem doppelten Dampfdruck am Boden in Torr (mm Hg).

Stets vorhanden sind noch ein Nordpazifisch-tropisches (IV) und ein Südpazifisch-tropisches (V) Versorgungsgebiet. Diese Gebiete entstehen durch die Zirkulation des Nordost- und des Südostpassates und speisen durch die von ihnen aufgenommenen Wassermengen den Äquatorialgürtel der Niederschläge, der in der Begegnungszone der beiden Passate entsteht. Die Grenzen dieser beiden Versorgungsgebiete unterliegen

starken jahreszeitlichen Veränderungen. Sie entstehen, wie die Strömungskarten zeigen, vor allem durch die Fernwirkung des Monsuns des asiatischen Festlandes. In dem Frühjahrsmonat Mai ist das Nord- und das Südpazifisch-tropische Versorgungsgebiet nahezu gleichstark entwickelt und von gleicher Größe. Im August ist das Nordpazifisch-tropische Versorgungsgebiet stark verschmälert und liefert sein Wasser als Monsunniederschlag an das asiatische Festland in China, während das Südpazifisch-tropische seine größte Ausdehnung erreicht. Aus seinen Wassermengen wird wesentlich der äquatoriale Niederschlag bestritten und vor allem das große Niederschlagsgebiet nördlich von Neuguinea gespeist, das durch Auflaufen der Südostpassatströmung auf die hinterindische Monsunströmung zustande kommt. Im November hat sich der asiatische Monsun bereits umgekehrt und fließt über Ostasien nach Süden heraus. Durch ihn werden die Luftmassen des Nordpazifisch-tropischen Versorgungsgebietes nach Osten abgedrängt und fließen in den Raum nördlich von Neuguinea. Das Nordpazifisch-tropische Versorgungsgebiet wird dabei stark gegenüber seiner kleinsten Ausdehnung im August vergrößert und speist nicht nur die großen Niederschläge im Raum nördlich von Neuguinea, sondern übernimmt auch den größten Teil des Niederschlags im pazifischen Äquatorialgürtel. Ihm gegenüber ist das eigentliche Südpazifisch-tropische Versorgungsgebiet nur schwach ausgebildet. Anscheinend infolge des Luftstaus nordöstlich von Neuguinea bekommt nämlich der westliche Teil des Südostpassates wieder eine südliche Komponente und bildet auf 25° s. B. mitten im Pazifik ein neues Niederschlagsgebiet aus. Die Zirkulation, die dieses Niederschlagsgebiet unterhält, wurde als Südpazifisches-Passat-Versorgungsgebiet bezeichnet. Seine intensivste Ausbildung erfährt dieses Niederschlagsgebiet im eigentlichen Winter. Im Februar gelten im Pazifik die gleichen Strömungsverhältnisse wie im November. Nur ist, wie schon erwähnt, das Südpazifische-Passat-Versorgungsgebiet (IX) noch größer geworden und das Südpazifisch-tropische noch weiter zusammengeschmolzen. Von ihm ist im Westen unmittelbar östlich von Australien ein kleines Südpazifisch-tropisches Versorgungsgebiet (Va) abgespalten. Dieses Gebiet wächst im April nach Verschwinden des Südpazifischen Passat-Versorgungsgebietes wieder mit dem östlichen großen Südpazifisch-tropischen Versorgungsgebiet zusammen.

Die Versorgungsgebiete des Wasserhaushaltes im Indischen Ozean sind natürlich völlig vom asiatischen Monsun abhängig. Während des asiatischen Wintermonsuns (November und Februar) herrscht hier eine Zirkulation ganz ähnlich der Passatzirkulation in den anderen Ozeanen. Hierbei fallen im Konvergenzgebiet der von Norden und Süden kommenden Strömungen die stärksten Niederschläge. Dort besteht auch der stärkste Niederschlagsüberschuß. Die daran beteiligten Versorgungsgebiete sind das Südindisch-tropische (VI), das Nordindische Wintermonsun- (VII) und das Westpazifische Wintermonsun-Versorgungsgebiet (VIII). Das erste dieser drei Gebiete hat im Nordwinter ganz den Charakter eines normalen Südostpassates. Das Nordindische Versorgungsgebiet hat als den Wasserdampf lieferndes Speisegebiet das Arabische Meer und den Golf von Bengalen. Es befördert seine Luftmassen zu einer südlich des Äquator gelegenen Konvergenzzone. Das Westpazifische Wintermonsun-Versorgungsgebiet wird in dem Raum südlich von Japan mit Wasserdampf gespeist und versorgt mit den dort aufgenommenen großen Wassermengen den östlichen Raum von Insulinde und im Februar auch noch Neuguinea und Nordaustralien mit Niederschlagswasser.

Im Gegensatz zu diesen Verhältnissen im Winter zeigen die Strömungskarten im Nordsummer (Mai und

August) den Fortfall des Südindisch-tropischen Versorgungsgebietes. Da das Hindernis des von Norden kommenden asiatischen Wintermonsuns fehlt, fließt die Luft des indischen Südostpassats nach einer nur von verhältnismäßig geringem Niederschlag begleiteten Verlangsamung<sup>25)</sup> weiter nach Norden zu den eigentlichen großen Niederschlagsgebieten des Sommermonsuns in Hinterindien und China. Der Niederschlag im westlichen Himalaya wird aus dem Arabischen Meer gespeist. Es bestehen also während der nördlichen Sommermonate anstelle der drei Versorgungsgebiete des Winters lediglich das Hinterindische- (XI) und das Vorderindische-Sommermonsun- (XII) Versorgungsgebiet. Aus den Karten der Differenz Niederschlag minus Verdunstung (Abb. 15) geht hervor, daß der Großteil des Monsunniederschlags von Hinterindien und China aus dem großen Verdunstungsgebiet des Südostpassates zwischen Australien und Madagaskar stammt.

Im Westen des Indischen Ozeans liegt das Ostafrikanische Versorgungsgebiet (X), von dem aus Ostafrika je nach dem Sonnenstand in wechselnden Breiten mit Niederschlag versorgt wird. Im Nordwinter liefert außer dem indischen Südostpassat hierfür auch das Arabische Meer Wasser.

e) Allgemeine Betrachtungen über den Wasserkreislauf in der Atmosphäre.

Faßt man die Ergebnisse dieser Untersuchungen noch einmal kurz zusammen, so ergibt sich, daß die Rechnungen über den Wasserhaushalt an der Oberfläche der Ozeane gerade die größte Bedeutung für die Luftmassen haben, die den Ozean überfließen. Sie nehmen das Wasser in sich auf, das über dem Ozean verdunstet und nehmen dabei in latenter Form auch Wärmemengen auf, die meist sehr viel größer sind als bei dem Überfließen von Festländern unmittelbar von der Luft aufgenommen werden. — Die unmittelbare Wärmeaufnahme der Luft aus dem Meer hat ohnehin nur einen recht geringen Umfang. — Die Besonderheit von Luftmassen, die den Ozean überströmen, ist nun die, daß diese Wärmemengen, die bei der Verdunstung der Ozeanoberfläche in latenter Form in die Atmosphäre gelangen, nicht an der Aufnahmestelle zur Wirkung kommen, sondern erst dann, wenn das in Dampfform von der Atmosphäre aufgenommene Wasser in Form von Niederschlag ausgeschieden wird. Eine solche Nie-

derschlagsabgabe findet in ganz überwiegendem Maße nur in den Konvergenzgebieten oder an Küsten und Gebirgen statt. An diesen Stellen wird die Luft durch Freiwerden der Kondenswärme in ihrer Temperatur erhöht und steigt nach oben.

In den niederschlagsarmen Gebieten kühlt sich die Luft durch die in ihr dauernd wirkende Ausstrahlung, die hier nicht durch Wärmegewinn aus der Kondensation des Niederschlagswassers kompensiert wird, fortgesetzt ab und schrumpft zusammen<sup>26)</sup>. In der Höhe entsteht über den Niederschlagsgebieten hoher Druck, über den Schrumpfungsbereichen tiefer. Durch die dadurch veranlaßten Ausgleichsströmungen wird der Kreislauf geschlossen. Eine in sich zurücklaufende Kreisbewegung wird allerdings nur in den seltensten Fällen eintreten. Im allgemeinen vor sich gehen. Die Geschwindigkeit der Bewegung wird letzten Endes durch die Reibung an der Meeresoberfläche bestimmt. Das Etmaal einer Luftmasse (also die während 24 Stunden zurückgelegte Strecke) beträgt 800 bis 1000 km. Auch die auf den längsten Wegen laufenden Luftmassen halten sich nach den Karten Abb. 16 in den außerarktischen Breiten nur etwa 12 Tage in der Nähe der Erdoberfläche auf.

Die Folge dieser Vorgänge ist eine in kurzen Zeitabständen wechselnde ständige Neuverteilung der Luftmassen, die jede Voraussicht kommender atmosphärischer Zustände zunächst unmöglich zu machen scheint.

Diesen besonders unruhigen Kräften, die in den Luftmassen durch ihren Wärme- und Wasserhaushalt wirksam werden, stehen aber konservative Kräfte gegenüber, die auf die Unterlage einwirken, über der sich das atmosphärische Geschehen abspielt. Diese Unterlage wirkt erfahrungsgemäß durch ihre Temperatur- und Wasserverhältnisse auf das stärkste auf die Luftmassen über ihr ein, wie sie auch von ihnen beeinflusst wird. Diese konservativen Elemente der Wetterbildung sind die eigentlichen Klimaträger. Sie werden die Untersuchung des Wärmehaushaltes der Erdoberfläche in den vier Komponenten: Strahlungsumsatz, Wärmeumsatz im Boden, Wärmeumsatz zwischen Boden und Luft und bei der Verdunstung erfaßt. Von diesen Komponenten lieferte die vorliegende Arbeit für den Indopazifischen Raum lediglich die letzte, die Verdunstung, in 12 Karten der Monatsmittel.

### Literatur.

1. Albrecht, F., Monatskarten des Niederschlages im Indischen und Stillen Ozean, s. 1. Teil d. Berichts.
2. Albrecht, F., Aktionsgebiete des Wärme- und Wasserhaushaltes der Erde, Z. f. Meteor. **1**, 97 (1947).
3. Sverdrup, H. U., Das maritime Verdunstungsproblem. Ann. Hydr. **64**, 41 (1936)
4. Albrecht, F., Untersuchungen über den Wärmehaushalt in verschiedenen Klimagebieten. Wiss. Abh. d. RfW **8**, Nr. 2 (1940).
5. McDonald, W. F., Atlas of Climatic Charts of the Oceans, Washington (1938), Deutscher Nachdruck (1944).
6. Schott, G., Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg (1935).
7. Fünfjahres-Zusammenstellungen von Luftdruck, Lufttemperatur, Meeresoberflächentemperatur und Bewölkung aus jap. Schiffsbeobachtungen im Nordpazifik. 1916-20, 1921-25, 1926-30. The Imperial Marine Observatory, Kobe. (englisch)
8. Köppen-Geiger, Handbuch der Klimatologie **2**; **3**; **4**; **5**.
9. Hann, J., Handbuch der Klimatologie, **2** und **3**, 3. Aufl. Stuttgart (1911).
10. Climatic Atlas of Japan, Central Meteorological Observatory, Tokio (1928).
11. Shaw, N., Manual of Meteorology, **4** (1932).
12. Vergl. Wüst, G., Oberflächensalzgehalt, Verdunstung und Niederschlag auf den Weltmeeren. Landeskundliche Forschung. Festschrift Norbert Krebs zur Vollendung seines 60. Lebensjahres.
13. Sverdrup, H. U., Meteorology I und II, The Norwegian North Polar Expedition with the „Maud“ 1918 — 25. Scientific Results **2**, **3** (1930/33).
14. Hegemann, F., Ein Orkan bei den Kap Verden vom 17. bis zum 19. September 1897. Ann. Hydrogr. **29**, 212 (1901).
15. Schulz, B., Die Strömungen und die Temperaturverhältnisse des Stillen Ozeans nördlich von 40° n. Br. einschließlich des Bering-Meeress. Ann. Hydrogr. **39**, 177 (1911).
16. Meinardus, W., Meteorologische Ergebnisse der Kerguelen Station und Meteorologische Ergebnisse der Gauß Station 1902—1903, Deutsche Südpolar-expedition 1901—1903, **3** (1926).
17. Albrecht, F., Die Methoden zur Bestimmung der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B, **2**, 1 (1950).
18. Schwalbe, G., Über die Darstellung des jährlichen Ganges der Verdunstung. Meteor. Z., **19**, 49 (1902).
19. Indian Meteorological Memoirs. Zusammenstellung der Normalwerte. Calcutta (1923).
20. Köppen, W., Grundriß der Klimakunde, 2. Aufl., Berlin (1931).
21. Vgl. z. B. Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie. 4. Aufl. (1926).
22. Vgl. Albrecht, F., Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdatmosphäre und seine thermodynamische Bedeutung. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, **17** (1950).
23. Defant in Veröffentlichungen der Meteor-Expedition.
24. Humphreys, W. J., Der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. Meteor. Z. **29**, 552 (1912).
25. Vgl. <sup>6)</sup>, 228.

