

DAS VERHÄLTNISS DER TAGES- ZUR JAHRESZEITLICHEN TEMPERATURSCHWANKUNG*

Erläuterungen zu einer neuen Weltkarte als Beitrag zur allgemeinen Klimageographie

Mit 7 Abbildungen und 1 Karte (Beilage III)

KARLHEINZ PAFFEN

Summary: The relationship of diurnal to annual temperature variations

Arising from an unpublished world map, on which more than 100 of C. TROLL's thermo-isopleth diagrams were accurately positioned, the author had the idea of also areally representing in exact numerical terms the relationship of diurnal to annual variations in temperature which are available for one station within each thermo-isopleth diagram (Fig. 1). The result is presented on a world map (Suppl. III) on which the isarithms represent the relationship of diurnal to annual variation ($\frac{T_s}{J_s} = Q_s$) and polewards the line of equilibrium 1 the reciprocal value ($\frac{J_s}{T_s} = Q_r$).

With the help of a nomogram (Fig. 2) and the author's world map of aperiodic diurnal changes (Erdkunde XX/4, Suppl. VIII) or of a map of annual variations we can thus easily determine the corresponding T_s and J_s values for almost any place on earth (e. g. Fig. 3).

The map shows in the central parts of the continents a pattern of isarithms parallel to lines of latitude, which show a broadly similar characteristic ordering in three continental meridional profiles from Pole to Pole (Fig. 4). The explanation of this is given by the mean value curves for J_s and T_s worked out from the same meridional profiles (Fig. 5).

Over the oceans, where J_s is probably greater everywhere than the very small daily changes ($1-2^\circ$) here (Fig. 5), the lack of adequate T_s values does not allow the construction of any isarithms. The maritime isarithms shown on the world map are based only on island values. Apart from the sea, the deviant behaviour of the Q_s and Q_r isarithms in mainland coastal areas also becomes understandable. We can recognise on the world map a contrary east and west coast effect in similar latitudes as a portent of changing climatic zones.

The world map of the relationship between diurnal and annual variations of air temperature, as the examples show, allows a very complex discussion of planetary, regional and local climatic problems. It delivers, if not in detail, opportunities for delimiting and characterising climatic zones and regions (inner continental parts of the line of equilibrium as the boundary of the Tropics). Finally, the

map is also a key to anthropo-climatological problems (e. g. freezing in the warm tropics where daily temperature variations are large although annual variations are small).

Einführung

In den Erläuterungen zu der 1966 in dieser Zeitschrift von mir publizierten „Weltkarte der aperiodischen Tagesschwankung der Lufttemperatur“ [1] habe ich eingangs kurz die historische Entwicklung unserer Vorstellungen und der kartographischen Darstellung der weltweiten Verteilung der jährlichen und täglichen Temperaturschwankung behandelt und die Gründe für den so verspäteten ersten Versuch einer Weltkarte der täglichen Temperaturschwankung dargelegt. Im Gegensatz zu der bis dahin herrschenden Meinung einer vorrangig von den topographischen Lokalgegebenheiten abhängigen Größe der thermischen Tagesschwankung war das Ergebnis ein weltweites Verteilungsbild, das im Sinne von LAUTENSACHS geographischem Formenwandel und der vier Kategorien des Planetarischen, Westöstlichen, Peripher-zentralen und Vertikalen eine globalen Gesetzmäßigkeiten folgende, räumlich sich regelhaft ändernde Anordnung der Tagesschwankungswerte aufweist, und zwar in Abhängigkeit von der Verteilung des solaren Bestrahlungsganges, von Land und Wasser und der Höhengliederung.

Diese Karte einschließlich der dazu gegebenen Erläuterungen bildet zusammen mit den bereits vorhandenen Weltkarten der Jahresschwankung der Lufttemperatur eine wesentliche Voraussetzung für das Verständnis der folgenden Betrachtung, die das Verhältnis der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung zum Gegenstand haben soll. Die Anregung dazu gab C. TROLLS Arbeit über „die thermischen Klimatypen der Erde“ [2] mit den darin von ihm zur Anwendung gebrachten Thermoisoplethen-Diagrammen.

Bei dieser Darstellungsform wird aus dem vorherrschenden Verlauf der Thermoisoplethen und ihrer unterschiedlichen Dichte, die je nach Richtung zur x- oder y-Achse ein Maß für den Gradienten der tages- oder jahreszeitlichen Temperaturänderung abgibt, die tages- und jahreszeitlich wechselnde Wärmeausstattung eines Ortes sichtbar und zeitlich vergleichbar, ganz besonders wenn die Absolutwerte der Temperatur durch entsprechende farbliche Diffe-

*) Die Grundgedanken zu den folgenden Ausführungen wurden vom Verfasser erstmals anlässlich des Festkolloquiums zum 65. Geburtstag von CARL TROLL am 18. Jan. 1965 im Bonner Geogr. Institut vorgetragen. Über einen Teilkomplex, nämlich „Die täglichen Temperaturschwankungen als geographisches Klimacharakteristikum“, hat der Verfasser bereits in Erdkunde XX, 1966, berichtet.

renzierungen sichtbar gemacht werden¹⁾). Neben zahlreichen Details bietet diese Darstellungsform im Gegensatz zu den üblichen Tages- und Jahreskurven der Temperatur mit einem Blick die Möglichkeit einer Gesamtschau des charakteristischen Tages- und Jahresganges der Temperatur eines Ortes, wie C. TROLL es seit 1943 an über 30 publizierten Diagrammen aus den verschiedensten Klimazonen eindrücklich demonstriert hat.

Im Rahmen des im Bonner Geographischen Instituts von mir geleiteten Seminars über Methoden der thematischen Kartographie wurde nun der größte Teil der über 125 von C. TROLL im Laufe der Jahre aus aller Welt gesammelten, zumeist noch unveröffentlichten Thermoisoplethen-Diagramme in eine auf 5×3 m vergrößerte Weltkarte der Jahreszeitenklima von C. TROLL und K. H. PAFFEN [3] in positionstreuer Lage eingebaut, und zwar derart, daß möglichst jede Klimaregion durch ein oder mehrere der auf 8×12 cm verkleinerten und kolorierten Diagramme charakterisiert wird.

Als Ergebnis dieser kartographischen Gemeinschaftsarbeit, die drucktechnisch nur im Großformat reproduzierbar wäre, sei hier nur folgendes mitgeteilt: Selbst eine Vielzahl solcher an sich komplizierter und in der Aussage sehr komplexer Diagramme läßt uns im Rahmen einer Weltkarte durch den visuellen Vergleich eine Reihe regional abwechselnder Diagrammtypen erkennen, die jeweils charakteristische thermische Klimatypen repräsentieren. Besonders deutlich werden vor allem in einem Nordsüdprofil durch das östliche Asien die sukzessiven Änderungen im Isoplethenbild, wofür die 3 Diagramme in Abbildung 1 beispielhaft sein mögen:

Sagastyr (Abb. 1a) an der Lena-Mündung (73° 22'N) repräsentiert mit ganz dominant senkrechtem und dicht geschartem Isoplethenverlauf den Typ des exzessiv kontinentalen Subpolarklimas mit großer Temperatur-Jahresschwankung (um 45°), die 9- bis 10mal größer als die kleine Tagesschwankung (5°) ist. Singapore (Abb. 1c) mit vorherrschend horizontaler und sehr spärlicher Isoplethenanordnung veranschaulicht dagegen den diametral entgegengesetzten Typ mit homothermem Äquatorialklima (1° 17'N) bei einer Jahresschwankung von nur 0,5°, die hier 14mal kleiner als die Tagesschwankung (7,2°) ist. Zwischen diesen beiden Extremen finden sich zahlreiche Übergangsformen mit einem zwischen senkrecht und horizontal vermittelndem Isoplethenverlauf wie bei Leh/Kaschmir (Abb. 1b), wo die Jahresschwankung (13,6°) ausmacht.

Ein solches Thermoisoplethen-Diagramm (Diagrammkarte) ist jedoch über den optisch durchaus wirkungsvollen Gesamteindruck hinaus im Gegensatz zum Einzeldiagramm in seinen Aussagemöglichkeiten beschränkt. Zwar lassen sich die an

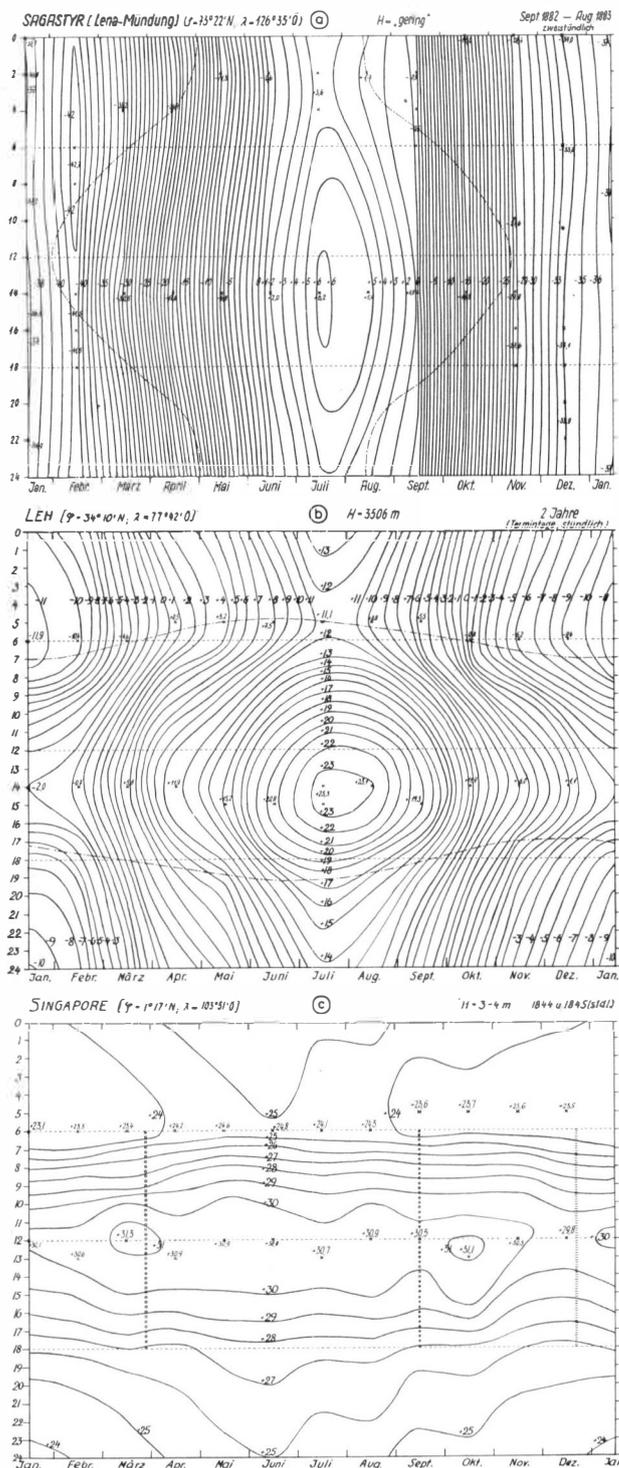


Abb. 1: Drei charakteristische Thermoisoplethen-Diagramme aus einem Nordsüd-Profil durch das östliche Asien
 1 a: Sagastyr/Lena-Mündung; 1 b: Leh/Kaschmir;
 1 c: Singapore (nach C. Troll; Erläut. s. Text)

¹⁾ Vgl. bei TROLL [2] die 15 farbigen Thermoisoplethen-Diagramme auf Taf. 14.

der x- bzw. y-Achse ausstreichenden sowie die zerfallenden und zusammenhängenden Isoplethen in jedem Diagramm für sich auszählen und durch den zahlenmäßigen Vergleich mehr oder weniger angenäherte Werte des Verhältnisses der jährlichen zur täglichen Temperaturschwankung errechnen. Rein visuell aber ist dieses Verhältnis nur grob unterscheidbar, am leichtesten bei den extremen Diagrammtypen mit ausgeprägt vorherrschender Jahres- bzw. Tagesschwankung, während bei einem ausgeglicheneren Verhältnis beider das Überwiegen der einen oder anderen nur durch Auszählen der Isoplethen feststellbar bleibt. Obwohl sich in jedem Diagramm für beliebig viele tages- und jahreszeitliche Querschnitte auf einfache Weise die jeweilige Temperaturschwankung ablesen läßt, ist die mittlere Tages- und Jahresschwankung nur angenähert und sehr mühsam zu errechnen.

Gerade das Verhältnis der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung erscheint aber neben den absoluten Temperaturwerten als ein ganz wesentlicher Teilkomplex der Thermoisoplethen-Diagramme. Der Quotient Tagesschwankung: Jahresschwankung oder $Q_s = T_s : J_s$ ist dafür ein mathematisch exakter Gesamtausdruck. Da die Thermoisoplethen-Diagrammkarte hierfür weder genaue Werte noch abgrenzbare Areale des regional verschiedenen Quotienten $\frac{T_s}{J_s}$ zu liefern in der Lage ist, ergab sich als Problem und Aufgabe, das Thermoisoplethen-Diagramm hinsichtlich des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung in eine flächenhafte kartographische Darstellung zu transponieren, aus der die Gebiete gleicher Verhältnisswerte zu ersehen sind.

Zur Methodik der Untersuchung

1943 hat TROLL [2] hierzu bereits den ersten Schritt getan, indem er in einer Weltkarte die Gleichgewichtslinie ermittelte, an der sich Tages- und Jahresschwankung der Temperatur die Waage halten. TROLL standen damals nur verhältnismäßig wenige Stationen zur Auffindung dieser Linie zur Verfügung, wobei er sich vor allem auf die von J. HANN für die Tropen zonen zusammengestellten Werte der periodischen Tagesamplitude stützte²⁾. Darauf ist auch die an mehreren Stellen durch Fragezeichen markierte Unsicherheit in der Linienführung zurückzuführen. Inzwischen ist, worauf schon in den Erläuterungen zur „Weltkarte der aperiodischen Tagesschwankung der Temperatur“ eingegangen wurde, das weltweite Beobachtungsmaterial nach Dichte und Dauer wesentlich vermehrt und verbessert worden.

Dabei bietet sich vor allem das 1958 vom *Meteorological Office* des britischen Air Ministry herausgegebene fünf-bändige meteorologisch-statistische Tabellenwerk [4] mit seiner mehr oder weniger repräsentativen Stationsauswahl für globale Darstellungen an. Wie schon für die Weltkarte der thermischen Tagesschwankung wurde es von mir auch für die Erarbeitung einer Weltkarte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung zugrunde gelegt, in einigen Teilgebieten vornehmlich Lateinamerikas, Ozeaniens und der Antarktis, durch die in den Regionalbänden von KÖPPEN-GEIGERS Handbuch der Klimatologie enthaltenen Klimadaten ergänzt. Trotzdem mußten in Südamerika, Zentralasien und im australasiatischen Inselarchipel sowie in Grönland und der Antarktis einige Lücken bleiben.

Durch TROLLS Karte des „Verhältnisses von jährlicher und täglicher Temperaturschwankung auf den Festländern“ angeregt, hat unabhängig von mir kürzlich auch R. GEIGER [5] die Gleichgewichtslinie der jahres- und tageszeitlichen Temperaturschwankung mit Hilfe des britischen Materials neu konstruiert und die Gebiete mit größerer Tages- als Jahresschwankung in seiner 1966 erschienenen neuen Weltkarte der Jahresschwankung der Lufttemperatur zusätzlich zur Darstellung gebracht.

Während die GEIGERSche Gleichgewichtslinie, von kleinen Abweichungen vor allem im Westteil von Nord- und Südamerika abgesehen, weitgehend mit der meinigen übereinstimmt, erklären sich die Abweichungen beider gegenüber der TROLLSchen Linie vor allem aus dem Umstand, daß TROLL von der periodischen Tagesschwankung ausging, GEIGER und ich hingegen die aperiodische Tagesschwankung zugrunde legten. Die Gründe hierfür habe ich früher schon dargelegt [1]; sie gehen vor allem darauf zurück, daß das britische Tabellenwerk nur die Berechnung der aperiodischen Tagesschwankung erlaubt und die Anzahl der Stationen mit bekannter periodischer Tagesschwankung immer noch sehr klein ist. Da nun die periodische Tagesschwankung grundsätzlich immer etwas kleiner ist als die aperiodische, erscheint auch die TROLLSche Gleichgewichtslinie im ganzen etwas äquatorwärts verschoben gegenüber der meinigen.

Strenggenommen dürfte man für eine solche Verhältnisbildung nur die periodische Tagesschwankung als Differenz zwischen durchschnittlich wärmster und kältester Tagesstunde mit der Jahresschwankung als Differenz zwischen durchschnittlich wärmstem und kältestem Monat vergleichen. Hingegen dürfte man die mittlere aperiodische Tagesschwankung eigentlich nur in Relation zur Differenz zwischen den mittleren Jahresextremen der Temperatur setzen. Sie sind jedoch weltweit so unsicher und häufig auch so zufällig, daß es richtiger erscheint, die gewisse methodische Unsauberkeit, die in der Gegenüberstellung von aperiodischer Tagesschwankung und Jahresamplitude liegt, in Kauf zu nehmen.

Die TROLLSche Gleichgewichtslinie, an der sich thermische Tages- und Jahresschwankung die Waage

²⁾ Vgl. *Erdkunde* XX, S. 253.

halten, entspricht einem Quotienten $Q_s = \frac{T_s}{J_s} = 1$. Sie ist also eine echte Wertlinie oder Isarithme.

Ich bin nun von der Vorstellung ausgegangen, daß sich ganz entsprechend auch alle anderen Thermoisoplethen-Diagramme in bezug auf das jeweilige Verhältnis der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung durch einen bestimmten Quotientwert ausdrücken lassen. Diese Werte, in eine Karte mit Stationsnetz eingetragen, müssen sich in einem kontinuierlichen Wertefeld beiderseits der Gleichgewichtslinie derart anordnen, daß sich senkrecht zum Wertefälle ganz entsprechend zur Wertlinie 1 weitere Isolinien jeweils gleicher Quotientwerte konstruieren lassen, d. h. Linien, an denen die thermische Tagesschwankung entweder 2-, 3- oder x-mal größer als die Jahresschwankung ist oder nur noch einen Bruchteil der Jahresschwankung ausmacht.

Zur Vereinfachung des Rechenverfahrens und der besseren Übersicht wegen habe ich nun nicht die einfachen Quotienten von $\frac{T_s}{J_s}$ ermittelt, sondern T_s in % von J_s ausgedrückt, also $\frac{T_s \cdot 100}{J_s}$. Es entsprechen dann 100% dem Quotienten 1 oder kartographisch der Gleichgewichtslinie; 200% bedeuten, daß T_s zweimal so groß ist wie J_s . Unter 100% wird J_s größer als T_s ; und zwar ist bei 50% T_s nur noch halb so groß wie J_s oder anders ausgedrückt: J_s ist zweimal so groß wie T_s .

Mit Hilfe des zu diesem Zweck entworfenen Nomogrammes (Abb. 2) läßt sich schnell und auf einfache Weise aus den beiden Werten für T_s und J_s graphisch der Quotient oder der Prozentwert entnehmen. Es wird daraus aber auch deutlich (was im Grunde selbstverständlich), daß jeder Quotient eine Vielzahl von Möglichkeiten entsprechender Absolutwerte für T_s und J_s einschließt. Darüber muß man sich bei der Umsetzung des Nomogramms in kartographische Isolinien im klaren sein.

So beinhalten in dem Beispieltärtchen von Westafrika (Abb. 3) sowohl die Isolinien selbst als auch die von ihnen eingeschlossenen Flächen eine Fülle von Kombinationsmöglichkeiten der Werte für T_s und J_s . Erst wenn man den Stationen einen der beiden Werte für T_s oder wie in der Abbildung 3a für J_s beigibt, läßt sich aus dem Nomogramm auch der entsprechende Wert für T_s in Annäherung entnehmen. Man vergleiche in Abbildung 3a das Beispiel Timbuktu mit 13° Jahresschwankung und einem Q_s -Wert, der zwischen der 1- und 1,5-Isolinie etwas näher bei letzterer liegt; daraus ergibt sich für T_s ein Wert um 17°, exakt 17,2°.

Eine weitere Darstellungsmöglichkeit, um aus einer Karte des Quotienten $\frac{T_s}{J_s}$ auch die zugehörigen Absolutwerte für T_s und J_s entnehmen zu können, ist in Abbildung 3b aufgezeigt, in der die Q_s -Isarithmen mit den entsprechenden Jahresisothermen der Temperatur kom-

binieren sind. Aus den damit für jeden Punkt zu interpolierenden Werten für Q_s und J_s läßt sich mit Hilfe des Nomogrammes wieder der Wert für T_s angenähert ermitteln (vgl. Beispiel Timbuktu).

Bezüglich des methodischen Ganges der Untersuchung sei, wie schon in den Erläuterungen zur Weltkarte der aperiodischen Tagesschwankung gesehen, noch einmal darauf hingewiesen, daß zunächst die kartographische Darstellung des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung am Beispiel Afrikas als Kontinent mit dem günstigsten Stationsnetz und der einfachsten und klarsten Klimazonierung in Angriff genommen wurde. Das Ergebnis war ein klar gegliedertes Kartenbild, wie es in dieser Regelmäßigkeit nach den bis dahin gültigen Vorstellungen von der räumlichen Anordnung der täglichen Temperaturschwankung zwar kaum, nach den vorhandenen Thermoisoplethendiagrammen jedoch durchaus zu erwarten war. Folgerichtig und zwangsläufig ergab sich daraus die Anregung, einerseits die Verteilung der thermischen Tagesschwankung zunächst für Afrika und dann in einer Weltkarte zu erarbeiten, zum anderen die Quotientwerte von $\frac{T_s}{J_s}$ auch für die übrigen Kontinente zu berechnen und kartographisch zu verarbeiten.

Als Ergebnis kann in Beilage III eine farbige Weltkarte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung im Maßstab 1:45 Mill. vorgelegt werden. Wenn in dieser Karte sowohl auf die an sich wünschenswerte Einzeichnung des zugrunde gelegten Stationsnetzes als auch auf die oben aufgezeigten kartographischen Kombinationsmöglichkeiten verzichtet wurde, so deshalb, um einerseits das Kartenbild einfach und klar zu gestalten und weil andererseits bereits die Weltkarte der Tagesschwankung der Temperatur im gleichen Maßstab vorliegt. Aus beiden Karten zusammen ist mit Hilfe des Nomogrammes (Abb. 2) für jeden Punkt auch die Jahresschwankung mit einiger Genauigkeit zu interpolieren.

In dieser Karte wurden nun zwar alle errechneten Quotientwerte kartographisch verarbeitet, jedoch derart, daß von der Wertlinie 1 an, für die Gebiete mit $T_s < J_s$ die reziproken Werte, d. h. die Quotientwerte von $\frac{J_s}{T_s} = Q_r$ eingesetzt wurden. Dadurch ergab sich von der Isarithme 1 oder Gleichgewichtslinie ($T_s = J_s$) an nach beiden Seiten eine gleichartige Bezifferung von 1 bis 10, die einerseits T_s als das Vielfache von J_s , andererseits J_s als das Vielfache von T_s ausdrückt. Das bietet gegenüber einem durchgehenden Quotienten von $\frac{T_s}{J_s}$ den Vorteil, daß sich nicht nur die Gebiete mit größerer Tages- als Jahresschwankung der Temperatur, sondern auch die Gebiete mit größerer Jahres- als Tagesschwankung

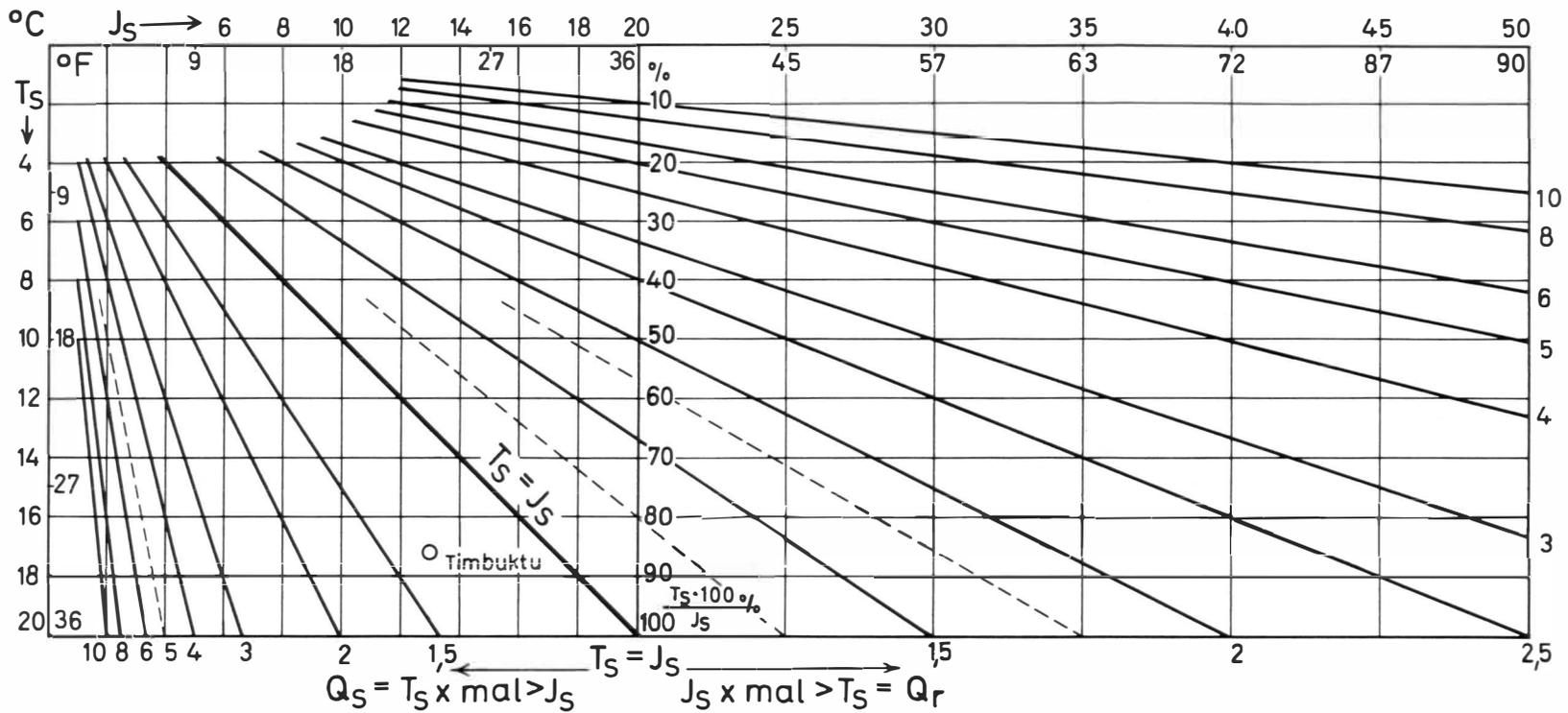


Abb. 2: Nomogramm zur graphischen Ermittlung des Verhältnisses von thermischer Tages- (T_s) und Jahresschwankung (J_s) zueinander, ausgedrückt durch ihre Quotienten Q_s bzw. Q_r oder in Prozent

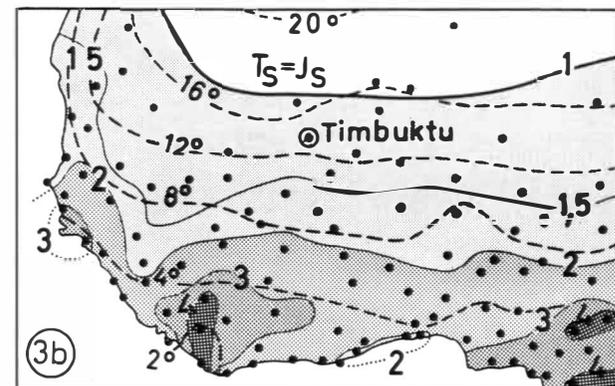
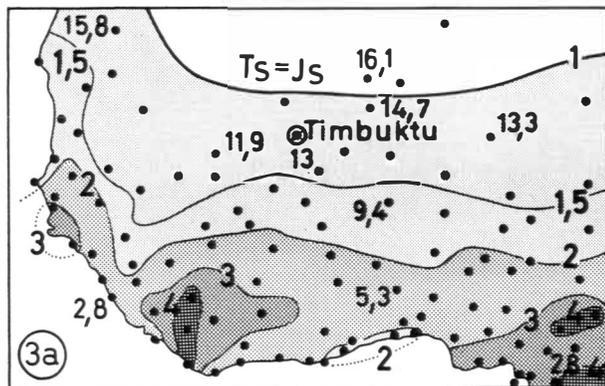


Abb. 3: Kombinierte kartographische Darstellung von Q_s -Isarithmen des Verhältnisses $T_s:J_s$ mit Werten der thermischen Jahresschwankung, 3 a durch Beigabe der Stationswerte von J_s ; 3 b durch Jahresisotherm amplituden (gerissene Linien)

wertmäßig übersichtlicher und vor allem ersteren besser vergleichbar darstellen lassen. In der Weltkarte sind die Gebiete $T_s > J_s (= Q_s)$ durch die aufsteigende Wert- und Farbskala von Orange über Rot und Violett bis Schwarz ($Q_s > 10$) gekennzeichnet, die Gebiete mit $J_s > T_s (= Q_r)$ durch die aufsteigende Wert- und Farbskala von Gelb über Grün und Blau bis Blauschwarz. Dabei sind aus Gründen der besseren Raumdifferenzierung bei den niedrigen Wertstufen noch farbige Zwischenstufen für 1,5 und 2,5 eingeschaltet sowie auf beiden Seiten innerhalb der gleichen Farbstufe 4-6 die Isarithme 5 zusätzlich eingetragen. Die Grenze Gelb-Orange markiert damit recht augenfällig die Gleichgewichtslinie für $T_s = J_s$.

Auf den Ozeanen sind die Isarithmen, von der gerissen durchgezogenen Gleichgewichtslinie abgesehen, nur dort streckenweise angedeutet, wo sie durch Inselwerte für die Tages- und Jahresschwankung gesichert waren. Hier beziehen sich diese Isarithmenstücke daher nur auf die Inseln, gelten jedoch nicht für die Temperaturverhältnisse über der freien Wasseroberfläche der Ozeane, worauf später noch eingegangen werden soll.

Die Weltkarte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung (Beilage III)

Ausgehend von der schon lange bekannten räumlichen Verteilung der thermischen Jahresschwankung auf der Erde bietet die Karte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung nach nunmehriger Kenntnis auch des Verteilungsbildes der mittleren täglichen Temperaturamplitude im Grunde keine Überraschung mehr. Vielmehr drückt sich in dem im ganzen mehr oder weniger eindeutig breitenparallelen Verlauf der Isarithmen die klare regelhafte Anordnung der Quotientenwerte in einem vom Äquator gegen die Pole hin abgestuften Wertefeld aus, wenn man einen durchgehenden Quotient $\frac{T_s}{J_s}$ zugrunde legt. Bei der in der Karte vorgenommenen Anwendung sowohl der Q_s - wie der reziproken Q_r -Werte ergibt sich dagegen ein vom Äquator nach beiden Seiten gegen die Gleichgewichtslinien absteigendes und von dort gegen die Pole wieder aufsteigendes Wertefeld. Nur gegen die Küsten hin zeigen die Isarithmen auf den Kontinenten ein durch auffallende Richtungs- und Laufänderungen gekennzeichnetes abweichendes Verhalten gegenüber dem breitenparallelen Verlauf, was später noch eingehender zu behandeln sein wird.

Sieht man davon zunächst ab, so besitzt auch die Weltkarte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung eine deutlich breitenzonale Gliederung entsprechend der Raumverteilung ihrer beiden Komponenten, der täglichen und der jährlichen Temperaturschwankung, jedoch

in einer im Vergleich zu deren Kartenbildern andersgearteten Gesamtanordnung des Wertefeldes.

Beiderseits des Äquators erstreckt sich bei leichter Schwergewichtsverlagerung auf die Südhalbkugel die Maximalzone für Q_s mit wesentlich größeren Tages- als Jahresschwankungen. Dabei werden an einer Reihe isolierter Stationen in den Nordanden, westlich des Victoria-Sees und auf einigen Inseln im austral-asiatischen Archipel und westlichen Pazifik Werte erreicht, bei denen die Tagesschwankung die geringe Jahresschwankung um das 10-15fache, bei Quito sogar um das 24fache übertrifft.

Flächenhaft in Erscheinung tritt dann erst der Bereich mit Q_s -Werten von 6 bis 10, und zwar im östlichen küstennahen Unteramazonien und Zentralbrasilien, im inneren Kongo-Becken und anschließenden Hochland um den Victoria-See sowie im austral-asiatischen Archipel, wo wegen der starken Streuung der fast ausschließlich küstennahen Werte die Stufen 6-8 und 8-10 zusammengefaßt wurden und das Innere der Inseln ausgespart werden mußte. In Südamerika und Afrika handelt es sich dabei um relativ kleine, inselhafte Flächen, zwischen denen in Zentralamazonien und im zentralen Kongo um 0-5° Südbreite die Q_s -Werte sogar wieder leicht unter 5 sinken. Die gleiche Erscheinung der in der inneren Äquatorialzone absinkenden Werte ist andeutungsweise auch im austral-asiatischen Archipel bei den isolierten Werten über 10 zu erkennen (vgl. auch Abb. 4a).

Von dieser Maximalzone aus erfolgt nach beiden Seiten eine im ganzen ziemlich gleichmäßige, wenn auch deutlich sich verlangsamende Abnahme der Q_s -Werte bis zur Isarithme 1 oder Gleichgewichtslinie. Dabei weist Südamerika zwischen 15° S und 10° N (in Zentralamerika bis 16° N) den flächenmäßig weitaus größten Anteil an Q_s -Werten über 4 auf, die in Afrika auf das innere Kongo-Becken zwischen 10° S und 5° N einschließlich dem Hochland um den Victoria-See sowie Hoch-Äthiopien beschränkt sind und im austral-asiatischen Bereich lediglich die Inseln zwischen 10° S und 8° N einschließlich Süd-Malaya einnehmen.

Die Gleichgewichtslinie bewegt sich auf der Nordhalbkugel ziemlich konstant um eine mittlere Breitenlage von 20 bis 25° N, holt in Mexico allerdings bis 30° N aus als Folge der hohen Tagesschwankungswerte in einem randtropischen Hochland³⁾. Auf der Südhalbkugel erscheint sie im ganzen weiter polwärts verlagert bei in den drei Südkontinenten im einzelnen sehr verschiedener Lage: Südamerika um 28° S, Südafrika 34° S, Australien 22 bzw. 32° S, worauf noch zurückzukommen sein wird. Das ergibt eine mittlere Lage um 28-29° S.

³⁾ Vgl. PAFEN [1], S. 261.

Dabei scheint Südafrika etwas aus dem Rahmen der übrigen entsprechenden Breitenwerte in Australien und im südlichen Südamerika herauszufallen.

Von dem kleinen Zipfel des südwestlichsten Kaplandes abgesehen, liegen nämlich im ganzen übrigen Südafrika die Tagesschwankungen um ein Geringes über den Jahreschwankungen – dies im Gegensatz zur Karte von TROLL, dessen Gleichgewichtslinie auf rund 24° S mitten durch die Kalahari verläuft. Wenn sich auch die Diskrepanz zwischen den beiden Darstellungen zum Teil aus der Verwendung der immer um ein Geringes niedrigeren periodischen Tagesschwankung bei TROLL erklärt, so bleibt doch die hier geschlossene Südwärtsverlagerung der Gleichgewichtslinie im Vergleich zu den anderen Kontinenten bestehen. Die Erklärung ergibt sich aus dem gleichen Phänomen wie bei Mexico. Die Jahresschwankung bewegt sich im südlichen Südafrika mit durchschnittlich 14° bis maximal 16,4°⁴⁾ zwar in ähnlichen Größenordnungen wie in Zentralaustralien, im südlichen Gran Chaco und in der Monte-Region Argentinien. Dagegen weist Südafrika, mit Ausnahme der schmalen Küstenzone, insgesamt höhere Tagesschwankungswerte von durchschnittlich 16° bis über 18° in der Zentral-Kalahari auf, bedingt durch die subtropische Hochbeckenlage vorwiegend über 1000 m, während die entsprechenden Gebiete in Südamerika und Australien allgemein niedriger liegen.

Von der Gleichgewichtslinie an erfolgt nun umgekehrt polwärts die Zunahme der Q_r -Werte für $\frac{J_s}{T_s}$, d. h. je weiter polwärts, um so mehr überwiegt die Jahresschwankung. Bei zwar gleichartiger Tendenz verhalten sich hierbei beide Halbkugeln mit ihrer unterschiedlichen Land-Wasser-Verteilung allerdings ganz verschieden voneinander.

Auf der Nordhalbkugel finden wir das am wenigsten gestörte und vollständigste Isarithmenbild in Osteuropa und Asien sowie abgeschwächt im östlichen Nordamerika. Hier erfolgt nach einer breiten Übergangszone zwischen

22° und 42° N mit Werten von 1 bis 3 (daher mit Zwischenstufen 1,5 und 2,5) polwärts eine raschere Zunahme über die Isarithmen 4 auf rund 55° N und die 6er Linie auf 62° N (nur in Sibirien) bis zum Maximum im Lena-Mündungsgebiet (70° N) mit über 10mal größerer Jahreschwankung. Ein ähnlich ausgeprägtes Maximum fehlt in Nordamerika, wo nur im nördlichen kanadischen Archipel Werte über 6 erreicht werden. Im übrigen Europa wie im westlichen Nordamerika erscheinen die Isarithmen in Verlauf und Lage hingegen erheblich gestört.

Auf der Südhalbkugel sind die polwärts der Gleichgewichtslinie gelegenen Flächen der Südkontinente nur noch verhältnismäßig klein. Sie liegen, einschließlich eines schmalen Küstenstreifens in SO-Australien mit Q_r -Werten über 1,5⁵⁾, in der Übergangszone mit nur wenig höheren Jahres- als Tagesschwankungen der Temperatur. Das gilt auch für das südlichste Südamerika bis nach Feuerland. In der gleichen Breitenlage um 55° finden sich auf den Kontinenten der Nordhalbkugel nirgendwo so geringe Q_r -Werte, sondern übertrifft die Jahres- die Tagesschwankung im Durchschnitt um das 3- bis 4fache.

Auch alle Inseln des südhemisphärischen Wasserringes dürften bei Q_r -Werten wenig über 1 nur ein ganz geringes Übergewicht der Jahresschwankung aufweisen oder, wie stellenweise auf Tasmanien und Neuseeland sowie auf der Campbell-Insel (52° S), ein ausgeglichenes Verhältnis der Tages- und Jahresschwankung besitzen ($T_s =$ oder minimal $> J_s$). Erst südlich 60° treten dann wieder Q_r -Werte von 2 und darüber auf.

Über das weitere polwärtige Verhalten von Q_r in der Antarktis lassen sich zur Zeit nur erst Vermutungen anstellen, da die wenigen und erst kurzfristig beobachtenden innerantarktischen Stationen noch kein genaues Bild von der Größe und Verteilung der Jahresschwankung, viel weniger noch der Tagesschwankung erlauben. Tabelle 1 möge eine ungefähre Vorstellung von den Temperaturverhältnissen in einem breiten Westost-Querschnitt von der Küste der Westantarktis über den Südpol zur Ostantarktisküste vermitteln:

Tab. 1: Verteilung der Jahrestemperatur (T_j) sowie der jährlichen und täglichen Temperaturschwankung von der West- zur Ostantarktis

Stationen ⁶⁾	Südbreite	Länge	Höhe in m	T_j J_s T_s			Q_r
				in °C			
1. Snow Hill	64° 22'	57° W	Küste	— 11,8	19,9	7,8	2,5
2. Belgica	70° 35'	86° 21' W	Eis	— 9,6	22,6	7,6	3
3. Ellsworth	77° 43'	41° 8' W	Küste	— 23,6	25,8	7,1	3,6
4. Byrd	80°	128° W	1515	— 29	27,3	7,2	3,8
5. Südpol	90°		2800	— 50	31,7	4,6	6,6
6. Pol der Unzugänglichkeit	82°	55° E	> 4000	— 57	36,3	?	?
7. Vostok	78° 27'	106° 52' E	3420	— 56	37,5	8,6	5,4
8. Sovietskaja	78° 24'	87° 35' E	3570	— 53,5	36,9	8,4	4,4
9. Komsomolskaja	74° 5'	97° 29' E	3420	— 50	32,2 ± 8		4,0
10. Pionerskaja	69° 44'	95° 30' E	2471	— 38,7	25,5	6,5	3,9
11. Mirny	66° 33'	93° 1' E	Küste	— 11,2	16,2	6,7	2,4
12. Wilkes	66° 15'	110° 31' E	Küste	— 10	21,1	5,0	4,2

⁴⁾ Die GEIGERSCHE Jahresschwankungskarte ist hier durch Wegfall der Isoamplituden für 10° und 15° fehlerhaft.

⁵⁾ Hier ist beim Druck der Weltkarte leider die erste Grünstufe ausgeblieben.

⁶⁾ Station 1 und 2 aus MEINARDUS [6] für 1902/03 bzw. 1898/99; Station 3–5, 12 aus U. S. Weather Bureau [7], alle für 1960–1962; Station 6–11 aus RUSIN [8] und [9], für 1957–1959.

Danach sind die Höchstwerte im Zentrum der Ostantarktis zwischen dem „Pol der Unzugänglichkeit“ und dem Geomagnetischen Pol (Station Vostok) anzutreffen. Während J_s von hier aus zum Rand der Antarktis gegen und unter 20° abnimmt, verringert T_s sich nur um $2-3^\circ$, so daß der Wert für Q_r am Rande der Antarktis durchschnittlich noch um 3 liegt.

Ob die Tagesschwankung im Inneren der Antarktis im Jahresdurchschnitt über 10° steigt, muß noch dahingestellt bleiben. Fragwürdig erscheint jedoch der T_s -Wert vom Südpol mit $4,6^\circ$, da er völlig aus der Reihe der übrigen T_s -Werte herausfällt. Nach SABBAGH [10]⁷⁾ bewegen sich am Südpol die täglichen Minima und Maxima im August zwischen -73° und -45° , im Januar zwischen -34° und -12° , was auf wesentlich höhere Tagesschwankungen schließen läßt.

Der Grund für die unerwartet hohen T_s -Werte im Inneren der Antarktis liegt vor allem in einem ganzjährig intensiven meridionalen Luftaustausch zwischen den umgebenden Meeresgebieten und der Zentralantarktis. Dadurch stoßen in fast allen Monaten des Jahres Zyklone, ganz besonders im Frühwinter Sturmzyklone mit Warmfronten polwärts vor und können hier Temperaturanstiege bis zu 30° innerhalb von 24 Stunden verursachen⁸⁾.

In etwas allgemeinerer Form lassen sich die bisherigen Feststellungen über die Verteilung des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung auf der Erde ähnlich wie bei der Tagesschwankung⁹⁾ wieder durch drei Meridionalprofile ausdrücken. Wie dort wurden die gleichen, mehr oder weniger zentralkontinentalen Nordsüdprofile durch die Neue Welt (etwa auf $110-65^\circ$ W), Europa-Afrika (20° E) und das östliche Zentralasien, Indonesien und Ostaustralien mit Tasmanien (ca. 110 bis 145° E) gelegt und, soweit möglich, über die südhemisphärischen Inselwerte bis in die Antarktis hinein verlängert (vgl. Abb. 4a). Trotz zahlreicher Abweichungen im Detail, vor allem im Äquatorial- und Borealbereich, wobei die mehr oder weniger isolierten Extremwerte durch Punktsignaturen gesondert herausgestellt wurden, zeigen die drei Profile eine in Verlauf und Lage erstaunlich gleiche Gesamttendenz und mehr Übereinstimmung als die entsprechenden Tagesschwankungsprofile⁹⁾. Daher darf die aus den drei Profilen gewonnene Mittelwertkurve (Abb. 4b) wohl mit noch mehr Recht als typisch für das Verteilungsbild des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung in einem zentralen Meridianschnitt durch einen Idealkontinent angesehen werden.

Dieses Mittelwertprofil für Q_s bzw. Q_r wird verständlich aus Abb. 5, die neben der Mittelwertkurve

für die Tagesschwankung¹⁰⁾ auch das Mittelwertprofil für die Jahresschwankung der Lufttemperatur enthält, gewonnen aus den gleichen drei Kontinentalprofilen mittels der Werte der neuen GEIGERSchen Weltkarte der Jahresschwankung. Aus dem unterschiedlichen Verlauf und der wechselnden Lage beider zueinander, ergänzt durch eine Kurve der numerischen Differenz $T_s - J_s$, wird noch einmal die breitenzonale Anordnung der tages- und jahreszeitlichen Temperaturschwankung sowie die Gegensätzlichkeit von Nord- und Südhalbkugel deutlich:

Zwischen 30° S und 23° N, den Überschneidungspunkten beider Kurven ($T_s = J_s$), gegen den Äquator ein zwar gleichsinniges, aber ungleichmäßiges Absinken beider Kurven mit zunächst zunehmendem Übergewicht der Tages- über die Jahresschwankung, das jedoch numerisch ($T_s - J_s$) wie proportional $\left(\frac{T_s}{J_s}\right)$ beiderseits des Äquators einen ausgeprägten Doppelgipfel aufweist mit einer deutlichen Verringerung der Q_s -Werte gegen 3° S entsprechend der über den Kontinenten aufgespaltenen ITC und der zwischen der NTC und STC gelegenen äquatorialen Zenitalregenzone mit hoher, vor allem die Tagesschwankungen stark reduzierender Bewölkungsintensität.

Auf der Nordhalbkugel polwärts 23° N bei entgegengesetzter Richtungstendenz das Auseinanderstreben beider Kurven zugunsten der Jahresschwankung bis zum borealen Maximum um den nördlichen Polarkreis (J_s 45° C, T_s $7,5^\circ$; $Q_r = 6$); dann gegen den im Sommer eisfreien, im Winter vereisten subpolaren Wasserring um 75° N ein Absinken beider Kurven und schließlich über der hochpolaren Dauereiskalotte ein wahrscheinlich wieder gleichsinniger Wiederanstieg bei im ganzen erheblichem, wenn auch gegenüber dem borealen Maximum sicherlich reduziertem Übergewicht der Jahresschwankung.

Auf der Südhalbkugel bei grundsätzlich spiegelbildlichem Verhalten der T_s -Kurve mit allerdings versteinertem Absinken gegen den südhemisphärischen Wasserring (Minimum auf 58° S) und ausgeprägtem Wiederanstieg gegen die Antarktis hin polwärts 30° S mangels Landmasse ein gegenüber der Nordhalbkugel völlig andersgearteter Verlauf der J_s -Kurve, die zwischen 30 und 50° S eng an die der Tagesschwankung angelehnt ist, nur ganz wenig über dieser liegend, und sie um 45° S sogar einmal kurz schneidet; schließlich mit Annäherung an die Antarktis das gleichsinnige, wenn auch für J_s wesentlich steilere Ansteigen beider Kurven zu den für die Antarktis noch nicht genau bekannten, aber sicherlich höheren Extremen als im Nordpolargebiet.

Die beiden Kurven machen durch die Höhenlage der randtropischen Überschneidungsstellen auch deutlich, daß hier im innerkontinentalen Bereich die Gleichgewichtslinie einem durchschnittlichen Wert von 16° sowohl für die Tages- wie Jahresschwankung der Temperatur entspricht.

Zusätzlich ist in Abb. 5 (J_M) zum Vergleich noch eine Mittelwertkurve der Jahresschwankung

⁷⁾ A. a. O., S. 100.

⁸⁾ Vgl. hierzu SABBAGH [10], S. 98f, und HOINKES [11], S. 370-372.

⁹⁾ Vgl. Abb. 2a in *Erdkunde* XX, S. 259.

¹⁰⁾ Entnommen aus Abb. 2b, *Erdkunde* XX, S. 259.

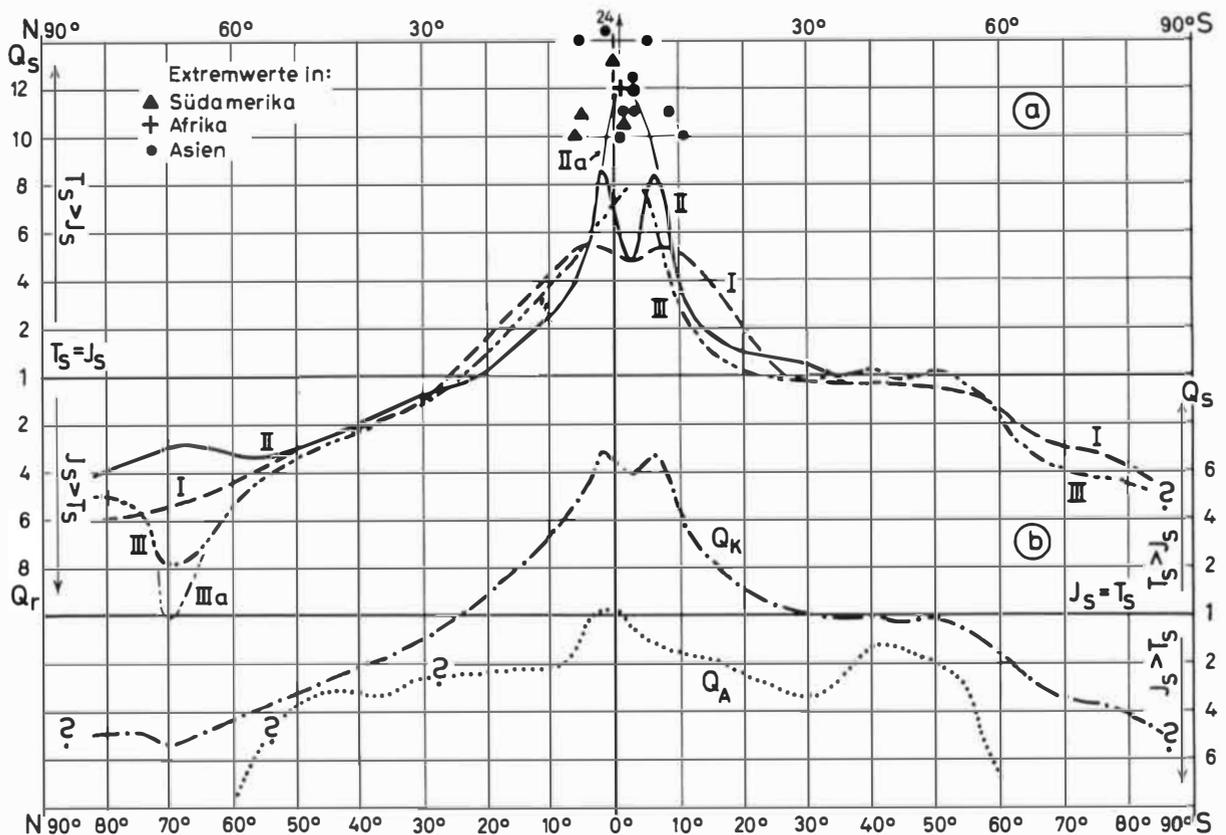


Abb. 4: Die Verteilung des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung in Meridionalprofilen
 4 a: Drei charakteristische zentralkontinentale Nordsüd-Profile: I = Neue Welt (110–65° W); II = Europa-Afrika (20° E), II a = Ostafrika (30° E); III = östl. Asien–Indonesien–Ostaustralien (110–145° E), III a = Ostsibirien (130° E)
 4 b: Mittelwertskurven für einen zentralen Meridianschnitt durch den Idealkontinent (Q_K), gewonnen aus den 3 zentralkontinentalen Nordsüd-Profilen, sowie für ein zentralatlantisches Meridionalprofil (Q_A)

der Lufttemperatur im Meeresbereich dargestellt, gewonnen aus drei mehr oder weniger zentralen Meridianschnitten durch den Atlantischen (ca. 30° W), Indischen (80° E) und Pazifischen Ozean (170° W) mittels der Jahresschwankungswerte der GEIGERSCHEN Weltkarte [5] unter Zuhilfenahme von G. SCHOTTS Geographie des Atlantischen bzw. Indischen und Stillen Ozeans [12]¹¹⁾.

Dieses schematische maritime Meridionalprofil der Temperaturjahresschwankung ist naturgemäß insgesamt wesentlich flacher als das entsprechende Kontinentalprofil bei im ganzen jedoch sich wiederholender Gesamtrendenz des Kurvenverlaufes. Allerdings tritt auf der Nordhalbkugel nun auch der subtropische Nebengipfel um 40° N mit Werten um 9° C in Erscheinung, der im kontinentalen Idealprofil mit wesentlich höheren Werten in den Bereich der größten Landmasse um 65° N verschoben ist, auf der Süd-

halbkugel dagegen in allen drei Kurven um 30–40° S zu erkennen ist.

Es sei hier darauf hingewiesen, daß ein entsprechendes gemittelttes Profil für die Jahresschwankungen der Oberflächenwassertemperaturen der drei Ozeane zwischen 50° N und S weitgehend in Verlauf und Höhenlage mit dem der Lufttemperaturschwankung übereinstimmt¹²⁾.

Leider läßt sich nun noch keine entsprechende Kurve der Tagesschwankung der Lufttemperatur im Meeresbereich für die verschiedenen Breiten zeichnen, da hierfür erst wenige Beobach-

¹²⁾ Vgl. bei SCHOTT Taf. XIX [12a] bzw. XXIV [12b]. Erst polwärts 50° Breite divergieren die beiden Kurven, da in den subpolaren und polaren Breiten die Lufttemperaturen durch das winterliche Pack- und Treibeis erheblich, die Salzwassertemperaturen hingegen nur ganz gering unter 0° sinken (bis –1,7°). Dadurch werden hier die Jahresschwankungen der Oberflächenwassertemperaturen auf die innertropisch-äquatorialen Werte von weniger als 2° reduziert.

¹¹⁾ Vgl. dort Taf. IX bzw. X.

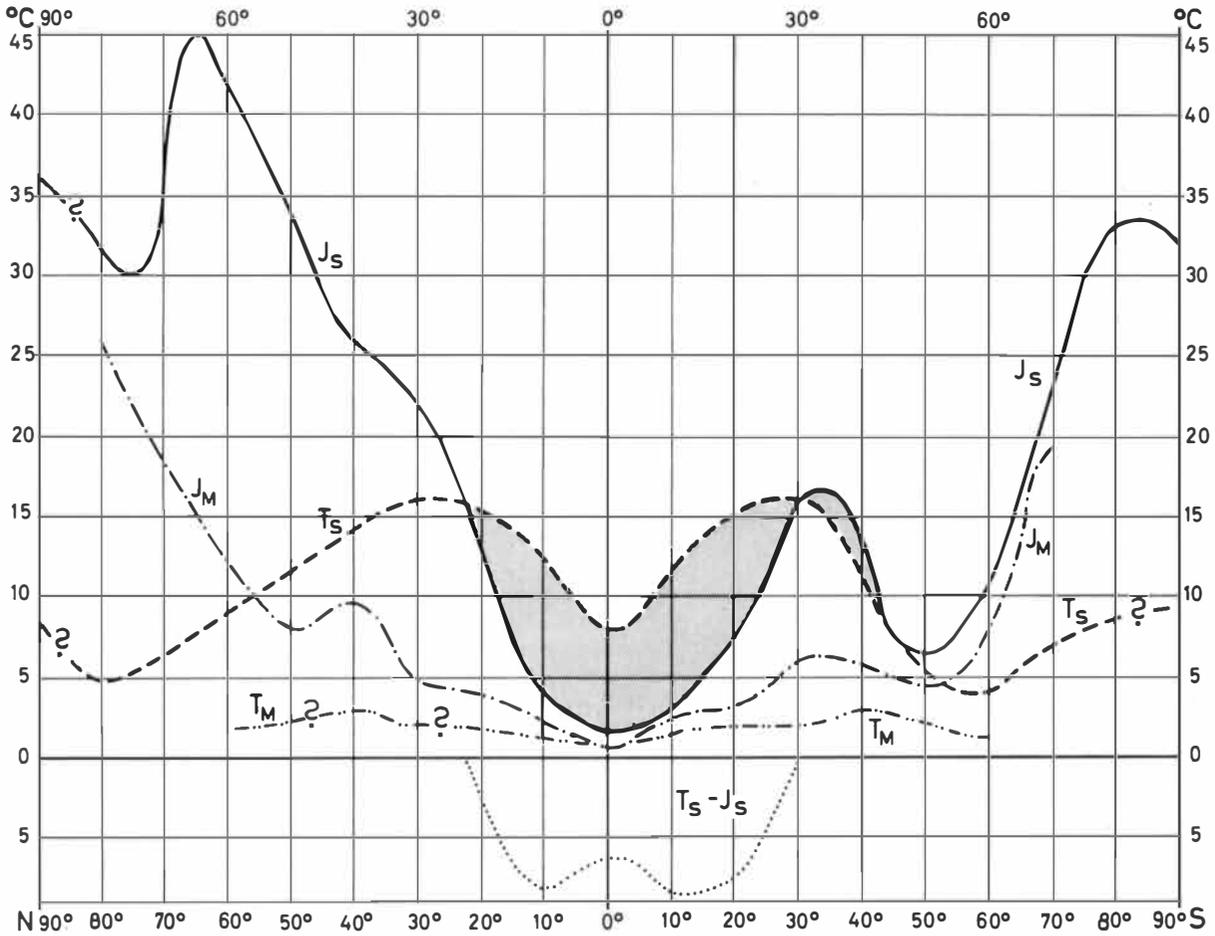


Abb. 5: Die Verteilung der Jahres- und Tagesschwankung der Lufttemperatur in Mittelwerten verschiedener Meridionalprofile

J_s und T_s = Mittelwertskurven der Jahres- und Tagesschwankung aus 3 zentralkontinentalen Nordsüd-Profilen

$T_s - J_s$ = Kurve der numerischen Differenz beider zwischen den Gleichgewichtspunkten ($T_s = J_s$)

J_M = Mittelwertskurve der Jahreschwankung aus 3 zentralen Meridionalprofilen durch den Atlantik (30° W), Indik (80° E) und Pazifik (170° W)

T_M = zentralatlantisches Meridionalprofil für die Tagesschwankung

tungsreihen von festen Ankerstationen vorliegen. Deshalb wurden von mir in der Weltkarte der aperiodischen Tagesschwankung der Temperatur (Beil. VIII, **Erdkunde** XX, 4) für die Meere auch keine Tagesisoamplituden konstruiert im Gegensatz zu den bereits vorliegenden Karten der jährlichen Lufttemperaturschwankung mit auf den Ozeanen durchgezogenen Isoamplituden¹³⁾.

Nach allen bisherigen Beobachtungen scheinen die täglichen Schwankungen der Lufttemperatur über den Ozeanen im Gegensatz zu den breitenzonal doch sehr ausgeprägt differenzierten Jahresschwankungen allerdings so gering zu sein, daß sie innerhalb der von mir verwendeten Amplitudenintervalle von 2°

kaum zur Geltung kommen. Denn nach HANN-SÜRING [13] kann man die Tagesschwankung der Lufttemperatur in den niedrigen Breiten der Ozeane mit $1-1,5^\circ\text{C}$ ansetzen.

Noch niedrigere Werte wurden für den Atlantik von E. BRENNER¹⁴⁾ mit $0,66^\circ\text{C}$ für 15°N bis 20°S , E. BAR-KOW¹⁵⁾ ($0,62^\circ\text{C}$ für 45°N bis 35°S) und vor allem von E. KUHLEBRODT [14] ermittelt, der durch Auswertung der meteorologischen Beobachtungen der deutschen Atlantischen Meteor-Expedition 1925-1927 die Schwankungen der Lufttemperatur nach Vornahme aller notwendigen Korrekturen mit durchschnittlich nur $0,3^\circ\text{C}$ berechnete.

Dabei handelt es sich aber offensichtlich um die periodische Tagesschwankung, die im übrigen fast identisch

¹³⁾ Vgl. SCHOTT [12] und GEIGER [5].

¹⁴⁾ Ann. d. Hydrogr. u. marit. Met. 1911, S. 64.

¹⁵⁾ Ann. d. Hydrogr. u. marit. Met. 1912, S. 69.

ist mit den durchschnittlichen täglichen Schwankungen der Oberflächenwassertemperatur von 0,2 bis 0,3¹⁶⁾. Wie auf dem Festland scheinen auch auf hoher See die aperiodischen Tagesschwankungen der Lufttemperatur durchschnittlich um 1–2°, bei den Wassertemperaturen um 0,5–1,5° über den periodischen Schwankungen zu liegen. Das geht aus Tabelle 2 hervor.

Tabelle 2: Meridionale Verteilung der aperiodischen Tagesschwankung der Luft- (T_L) und Wassertemperatur (T_W), gemittelt aus 11 Westostprofilen durch den Mittel- und Südatlantik¹⁷⁾

Breite	T_L (°C)	T_W (°C)
S 55°	1,32	0,7
48,5°	2,23	1,7
41°	2,96	1,95
33–34°	2,0	1,41
29°	2,0	1,03
22°	1,9	0,96
15°	1,87	0,65
8°	1,32	0,65
5–2°	0,95	0,7
N 10°	1,10	0,7
18–19°	1,57	0,95

Die Werte für T_L , die mit einer Ausnahme (2,96°) deutlich unter den niedrigsten Inselstationswerten von 3,1° liegen, lassen erkennen, daß auch auf dem Meer die Tagesschwankungen der Lufttemperatur, genauso wie auf den Kontinenten, in der Äquatorial- sowie Boreal- bis Subpolarzone am kleinsten sind. Dagegen erscheinen die Maximalwerte um 40° S gegenüber dem subtropischen Kontinentalmaximum zumindest auf der Südhalbkugel um 10° weiter polwärts verschoben, und zwar hier vor allem als Folge der starken zyklonalen Tätigkeit mit ausgeprägten Wind- und Temperatursprüngen.

Trägt man diese Werte, die zwar nicht als allgemeingültig, aber doch wohl als repräsentativ angesehen werden dürfen, mit allem Vorbehalt in die Abb. 5 (T_M) ein, dann zeigt sich folgendes: Wie die Jahresschwankung der Oberflächenwassertemperatur größer als die Tagesschwankung, so ist auch die Jahresschwankung der Lufttemperatur über den Ozeanen fast überall größer als die Tagesschwankung, ausgenommen die Äquatorialzone, wo T_s um ein Geringes größer als J_s sein kann und damit, wenn überhaupt, nur hier eine maritime Gleichgewichtslinie vorhanden sein dürfte. Bereits von hier an wächst über den Ozeanen gegen die Pole hin der Quotient für $J_s : T_s$.

Wenn man die vorhandenen atlantischen Werte als einigermaßen repräsentativ annimmt (Kurve Q_A in Abb. 4b), dann zeigt sich, daß der Quotient Q_r bis 30° S wie N langsam, wenn auch unstetig bis wenig

über 3 ansteigt. Um 40–45° Breite erfährt die Kurve eine deutliche Einbiegung, besonders auf der Südhalbkugel – hier, im Gegensatz zur Nordhalbkugel, ganz analog zum Verhalten der Kontinentalkurve Q_K . Ab 50–55° polwärts erfolgt schließlich eine rapide Zunahme der Q_r -Werte bis in die subpolaren und polaren Meeresbreiten, wo J_s 20 – und mehrfach größer als T_s sein dürfte – Werte, die auf den Kontinenten bei im ganzen wesentlich höheren Jahres- wie Tagesschwankungen nirgendwo erreicht werden.

Von den zeitweilig vereisten Meeresgebieten abgesehen, darf als allgemeine Regel angesehen werden, daß die Lufttemperaturen über See sich den Temperaturen der Meeresoberfläche möglichst anzugleichen suchen. Das gilt aber auch für die täglichen und jahreszeitlichen Schwankungen der Lufttemperatur. Sie passen sich nicht nur wertmäßig den durch Turbulenz und die hohe Verdunstungswärme des Meeresswassers bedingten niedrigen Schwankungswerten der Meeresoberfläche an, sondern folgen auch in ihrer meridionalen wie regionalen Verteilung weitgehend der der Wassertemperaturschwankungen. Diese Tatsache wirkt sich vor allem bei den so unterschiedlich und breitenzonal abweichend temperierten Meeresströmungsgebieten aus. Sie weisen auch bei den Lufttemperaturen von der Meeresbreitenlage abweichende Schwankungswerte auf, und zwar allgemein etwas höhere vor den tropischen Westküsten sowie mehr noch vor den außertropischen Ostküsten der Kontinente, geringere dagegen vor den tropischen Ostküsten sowie vor den außertropischen Westküsten¹⁸⁾.

Vom Meer aus gesehen mit seinem die unteren Luftschichten stark beeinflussenden Wärmehaushalt und der hier generellen Dominanz der thermischen Jahresschwankung wird nun auch das abweichende Verhalten der festländischen Küstenbereiche verständlich, und zwar sowohl hinsichtlich der Jahres- und Tagesisoamplituden als auch der Q_s - und Q_r -Isarithmen. Sie biegen nämlich gegen die Küsten hin von ihrem im Inneren der Kontinente mehr oder weniger breitenparallelen Verlauf in eine mehr meridionale Richtung um mit im einzelnen jedoch sehr unterschiedlicher Tendenz. – Am auffälligsten demonstriert das die Gleichgewichtslinie:

In Südamerika streicht sie auf der Ostseite nach fast 600 km langem küstenparallelem, äquatorwärtigem Verlauf bei 24° S an der Küste aus. Auf der Westseite holt sie, von Tucuman (26° S) ab scharf nach Süden umbiegend, auf der Andenwestseite küstenparallel weit polwärts aus bis Valdivia (40° S), mit einzelnen isolierten Werten sogar

¹⁶⁾ Nach DIETRICH [15], S. 143.

¹⁷⁾ Errechnet aus Tab. 72, S. 327, bei KUHNBRODT [14].

¹⁸⁾ Vgl. hierzu auch die Isanomalienkarten für die Oberflächenwassertemperatur bei SCHOTT [12a und b], Taf. XX bzw. XXV/XXVI, und DIETRICH [15], Taf. 3, sowie für die Jahresschwankung der Lufttemperatur bei LAUTENSACH [16].

bis 46° S; von hier an zieht sie offensichtlich unmittelbar der Küste entlang, stellenweise auch schmale Küstenstreifen ausschließend, äquatorwärts bis ca. 13° S.

Ein im ganzen fast spiegelbildliches, nur durch den Golf von Kalifornien etwas gestörtes Verhalten zeigt die Gleichgewichtslinie in Nordamerika zwischen dem Golf von Mexico (19° N) und der nordkalifornischen Küste (41° N).

In Nordafrika holt die Gleichgewichtslinie, von den Kanarischen Inseln kommend, zunächst bis 31,5° N polwärts aus – mit einem isolierten Vorposten (Rabat) sogar bis 34° N –, um dann im mauretanischen Hinterland scharf äquatorwärts abzubiegen bis 20° N, wo sie erst in die breitenparallele Normalrichtung einschwenkt. Gestört wird ihr Verlauf dann wieder im Bereich des Roten Meeres, ähnlich wie beim Kalifornischen Golf. Es hängt das mit den klimatischen Besonderheiten des südlichen Roten Meersaumes zusammen, der mit einer ausgeprägten tagesperiodischen Vertikalzirkulation, Winterregen und stärker reduzierten Tages- als Jahresschwankungen der Temperatur erheblich von dem der Breitenlage eigentümlichen Klimacharakter abweicht¹⁹⁾.

Arabien, Vorder- und Hinterindien zeigen mit dem ausgesprochen wellenförmigen Verlauf der Gleichgewichtslinie das gleiche Phänomen ihrer auf den jeweiligen Westseiten polwärtigen, auf den Ostseiten äquatorwärtigen Verlagerung, in Vietnam bis 13,5° N.

Im südlichen Afrika ist das zu Nordafrika spiegelbildliche Verhalten der Gleichgewichtslinie lediglich durch die rand- bis subtropische Hochbeckenlage verschleiert, wodurch sie insgesamt bis 34° S verschoben wird²⁰⁾. Statt dessen wiederholt hier die 1,5- Q_r -Isarithme das typische Verhalten der Gleichgewichtslinie wie in Südamerika (Westseite 33° S, Ostseite 21° S).

Am eigenartigsten ist schließlich der Verlauf der zerteilten Gleichgewichtslinie in Australien: Nach einem äquatorwärtigen Ausbiegen bis 19° S auf der Ostseite und Queren des Kontinentes auf rund 22,5° S verläßt sie ihn auf der Westseite bei 24° S, um auf der Südseite noch einmal das Küstenhinterland der westlichen Großen Austral-Bucht vornehmlich südlich 30° S zu umschließen. Auch hier wiederholt sich im Grunde das südamerikanische Westseitenverhalten der Gleichgewichtslinie, abgewandelt lediglich durch die besondere Konfiguration und Breitenlage des Kontinentes sowie die Unterbrechung zwischen 24 und 34° S, die durch das Fehlen eines kalten Westaustralstromes bedingt ist.

Dieser Verlauf der Gleichgewichtslinie kommt auf der Nord- und Südhalbkugel im einzelnen sicherlich durch von Ort zu Ort wechselnde Größen von T_s und J_s und auch durch sehr verschiedenartig ineinandergreifende Faktoren zustande. Generell läßt sich jedoch ihr unterschiedliches, aber typisches Verhalten an den West- und Ostseiten der Kontinente aus den hier herrschenden unterschiedlichen maritimen Einflüssen erklären²¹⁾.

Auf den tropischen und subtropischen Ostseiten mit vorgelagerten polwärtigen warmen Meeresströmungen werden durch vorherrschend landeinwärts gerichtete passatische und monsunale Winde maritime Luftmassen mehr oder weniger weit ins Innere der Kontinente verfrachtet. Verbunden mit starker Humidität und hohen Bewölkungsgraden, drücken diese maritimklimatischen Einflüsse hier die Tagesschwankungswerte der Lufttemperatur zugunsten der Jahresschwankung, gegebenenfalls sogar – wie generell über den Ozeanen – bis zu deren Übergewicht. Als Folge davon erscheinen in diesen Bereichen alle Isarithmen mehr oder weniger ausgeprägt äquatorwärts umgebogen – besonders eindrucksvoll in Ostbrasilien und SO-Asien. Dadurch wird hier gewissermaßen Richtung und Intensität der maritimen Advektion zum Ausdruck gebracht.

Gleichzeitig wird dadurch in den Rand- bis Subtropen das Schwergewicht der thermischen Kontinentalität mit hohen Tagesschwankungen gegen die Westseiten der Kontinente hin verlagert. Hier werden allgemein an den trockenen Westküsten als Folge der ablandigen Winde und vorgelagerten Kaltwasser-auftriebsgebiete die höchsten Küstenwerte der Tagesschwankung erreicht²¹⁾, andererseits die der Jahresschwankung erheblich gedrückt, vor allem im Vergleich zu den Ostküstenwerten – ausgenommen die australische Westküste mangels einer kalten Meeresströmung. Die Folge ist daher auf den rand- bis subtropischen Westseiten der Kontinente das starke polwärtige Ausbiegen der Isarithmen, allerdings nur in Küstennähe.

Dagegen macht sich zum Äquator hin auf den Westseiten ein umgekehrter Effekt geltend. Hier kommen bei äquatorwärts abnehmenden Tagesschwankungen durch die Kaltwasserströmungen positive Anomalien der maritimen Jahresschwankungswerte zustande, welche die Q_s -Isarithmen einschließlich der Gleichgewichtslinie nunmehr äquatorwärts umbiegen. Das wird besonders deutlich auf der Südhalbkugel an der südamerikanischen und afrikanischen Westküste mit den kräftigsten Kaltwasserströmungen.

Ganz anders nun die Verhältnisse in den kühlgemäßigten und borealen Breiten der Nordhalbkugel im Bereich der Westwind- und Polarzirkulation mit ihrem zyklonalen Wettergeschehen. Hier liegen die Westseiten ganzjährig im maritimen Einflußbereich mit hohen Niederschlags- und Luftfeuchtigkeitswerten sowie großer Bewölkungsintensität, während die Ostseiten mehr unter dem Einfluß einer ektropisch-monsunalen Zirkulation mit vorwiegend sommerlicher Befeuchtung und winterlich kalten Winden aus dem Inneren der Kontinente stehen.

Im Zusammenwirken mit den kalten Meeresströmungen vor den Ostseiten und den warmen vor den Westseiten der Festländer werden hier die Jahres-

¹⁹⁾ Vgl. hierzu C. TROLL [17] und H. FLOHN [18].

²⁰⁾ Vgl. hier S. 100.

²¹⁾ Vgl. dazu auch meine Ausführungen in **Erdkunde** XX, S. 258 und 263 f.

schwankungen der Lufttemperatur erheblich herabgedrückt (west- und nordeuropäische Küsten J_s 10–15°; nordwestamerikanische Küsten 15–20°), während sie auf den Ostseiten stark erhöht werden (nordostasiatische Küsten J_s 30–40°; nordostamerikanisches Küstenland 25–35°)²²). Gleichzeitig erscheint in diesen Breiten der Schwerpunkt der thermischen Kontinentalität mit hohen Tages- und Jahresschwankungen der Lufttemperatur mehr nach Osten verlagert, am ausgeprägtesten in Eurasien, was in Nordamerika einerseits durch die Abschirmung des Küsten- und Felsengebirges, andererseits durch die Wirkung der Hudson-Bay und der großen Seen verhindert wird. Die Tagesschwankungswerte aber werden auf beiden Kontinentalseiten allgemein herabgedrückt – am stärksten auf den Westseiten –, so daß hier die Tagesamplituden der niedrigen borealen und subpolaren Werte (8–5°) weit äquatorwärts ausholen.

Das ergibt nun auf der West- und Ostseite Eurasiens völlig verschiedene Bilder der Q_r -Isarithmen, deren Verlauf bei mehr oder weniger starkem Übergewicht der Jahresschwankung in erster Linie durch den der Jahresisothermen bestimmt wird:

In Ostasien greifen die Q_r -Isarithmen mit Annäherung an die Küsten weit äquatorwärts aus – die 4er Linie (J_s $4 \times > T_s$) bis nach Nordkorea (41,5°N), während sie in Europa, von Nordspitzbergen (79°N) kommend, erst bei Murmansk (69,5°N) auf dem Kontinent erscheint und von hier in südöstlicher Richtung zum Kaspischen Meer zieht. Entsprechend hierzu besitzen in Europa alle übrigen Q_r -Isarithmen eine polwärts ausholende, insgesamt S–N, im östlichen Europa mehr SO–NW gerichtete Tendenz, so daß die 2er Linie, die in Ostasien sich bis 20°N dem Äquator nähert, in Europa bis Südnorwegen (Bergen 60,5°N) und Südirland (um 64°N) polwärts ausgreift.

Im nordwestlichen Nordamerika finden wir fast die gleiche Situation noch augenfälliger, wenn auch das äquatorwärtige Abbiegen der Isarithmen auf der Ostseite längst nicht so ausgeprägt ist – wahrscheinlich als Folge der geringeren monsonalen Aktivität und der größeren Küstennähe der kräftigen Golfströmung. Immerhin beträgt der Breitenunterschied der 2er Linie zwischen der West- (58°N) und der Ostseite (35°N) volle 23°.

Das hat im nordwestlichen Nordamerika wie in Europa gleichermaßen zur Folge, daß wir im Mittel von SW nach NE ein immer größeres Übergewicht der Jahresschwankung antreffen, das sich von der nordkalifornischen bzw. nordportugiesischen Küste (41°N) mit Q_r -Werten von 1 bzw. 1,5 gegen das zentrale Nordkanada bzw. den Nordural (68°) auf das 5- bzw. 6fache steigert.

Das Verhalten der Q_r -Isarithmen stimmt – von manchen Ausnahmen im Detail abgesehen – erstaunlich weitgehend mit dem Gesamtbild der auf Meeresspiegel reduzierten Januar- bzw. Juli-Isothermen der

jeweiligen Winterhalbkugel überein, mit dem ja auch die Jahresschwankungskarte große Ähnlichkeit hat²³). Dabei lassen sich sogar einzelne Q_r -Isarithmen bestimmten Isothermen des kältesten Monats zuordnen.

So bewegt sich, von gewissen Abweichungen an den Küsten abgesehen, die Gleichgewichtslinie durchweg in der schmalen Zone zwischen den Isothermen +15° bis 20°. Die 0°-Isotherme fällt auf der Nordhalbkugel mehr oder weniger mit der Q_r -Isarithme 2,5, die 4er-Isarithme in etwa mit der –20°, die 6er mit der –35°-Isotherme des Januar zusammen, während auf der Südhalbkugel die entsprechenden Juli-Werte in der Zuordnung zu den korrespondierenden Q_r -Isarithmen etwas verschoben sind (vgl. Abb. 6).

Mit dem geschilderten Verhalten der Q_s - und Q_r -Isarithmen macht die Weltkarte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung den schon von den Isothermenkarten her bekannten Ost- und Westküsteneffekt²⁴) mit je nach Breiten- und Klimazone wechselnden Vorzeichen in besonders einprägsamer Weise deutlich. Gleichzeitig vermag sie aber auch, wie dargelegt, dieses Phänomen in komplexerer Form verständlich zu machen, als es mittels Karten von Jahres- oder Monatsisothermen möglich ist.

Abschließend noch ein Wort zum Verhalten der Gebirge, soweit es die kleinmaßstäbige Weltkarte auszurücken vermag. Die zwischen den beiden Gleichgewichtslinien vor allem in den Hochländern (Victoria-Seegebiet, Zentralmexico, Zentralbolivien, Südafrika) und in den Hochbeckenlagen (Nordanden) relativ hohen Q_s -Werte, die Ausdruck eines gegenüber den benachbarten Tiefländern gesteigerten Übergewichtes der Tages- über die Jahresschwankung sind, resultieren aus den hier meist erheblich erhöhten Tagesschwankungswerten [positiver Höhengradient²⁵] bei nur unwesentlich veränderter, unter Umständen sogar verringerter Jahresschwankung (Quito 0,5°C). Dagegen dürften in den außertropischen Gebirgen allgemein höhere Q_r -Werte als in benachbarten Tieflandsbereichen existieren (Alpen, Atlas), und zwar bedingt durch die hier mit der Höhe stärker reduzierten T_s - als J_s -Werte²⁵).

Schlußbetrachtung

Es konnte nicht Aufgabe dieser Erläuterungen sein, alle in der Weltkarte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung steckenden klimatologischen Regional- und Lokalprobleme

²²) Vgl. GEIGERS Weltkarte der Jahresschwankung [5] und LAUTENSACHS Isanomalienkarte der Jahresschwankung der Lufttemperatur [16].

²³) Im Gegensatz dazu weisen die Isothermenkarten des wärmsten Monats der jeweiligen Sommerhalbkugel mehr Ähnlichkeit mit der Weltkarte der aperiodischen Tagesschwankung auf.

²⁴) Vgl. darüber bei BLÜTHGEN [19], S. 90f.

²⁵) Vgl. PAFFEN [1], S. 261f.

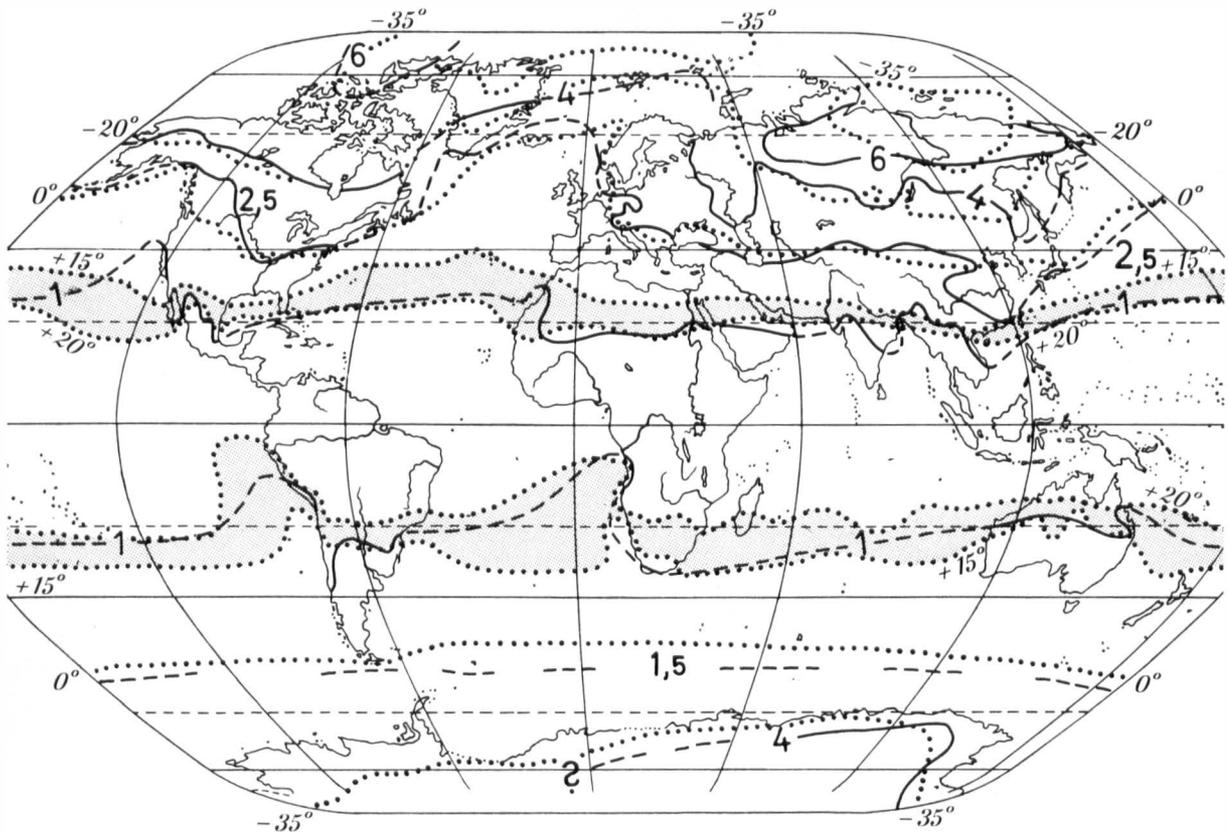


Abb. 6: Lagebeziehungen einiger Q_r -Isarithmen sowie der Gleichgewichtslinie $T_s = J_s$ zu den nordhemisphärischen Januar- bzw. südhemisphärischen Juli-Isothermen des jeweils kältesten Monats (punktierte Linien)

anzusprechen und zu diskutieren. Die behandelten Beispiele dürften jedoch deutlich gemacht haben, zu welch komplexen Aussagen die Karte dank ihres Inhaltes befähigt ist. Dieser komplexe Gehalt der Karte beruht auf der Tatsache, daß wir mit dem Verhältnis der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung einen ganz wesentlichen Teilinhalt der jeweils nur für eine Station geltenden Thermoisoplethen-Diagramme in eine flächenhafte Darstellung mit leicht vergleichbaren einfachen Zahlenwerten umgeformt haben. Damit wären wir wieder beim Ausgangspunkt unserer Untersuchung angekommen.

Diese Komplexität von Inhalt und Aussage wird noch gesteigert einmal durch eine mehr oder minder ausgeprägte Lageidentität bestimmter Q_r -Isarithmen und korrespondierender Isothermen des kältesten Monats, zum anderen durch die Koppelung zweier den Temperaturschwankungen innewohnenden Eigenschaften: und zwar einerseits die weltweite Verteilung der Tagesschwankung vorrangig als Funktion der Globalstrahlung, in Abhängigkeit von geographischer Breite, Meereshöhe und Bewölkung²⁶⁾, zum anderen die Jahresschwankung als Ausdruck

der klimatischen Kontinentalität bzw. Maritimität, jedoch ebenfalls in Abhängigkeit von geographischer Breite und Meereshöhe.

In beiden Temperaturelementen ist daher neben der Reliefbedingtheit das Prinzip des mehr breitenparallel angeordneten planetarisch-solaren Bestrahlungsganges mit dem mehr ostwestlichen Gegensatz von Land und Meer verbunden, nur eben in breiten- und klimazonal sehr unterschiedlicher Weise (vgl. den Ost- und Westküsteneffekt mit wechselnden Vorzeichen).

In dem Verhältnis beider Temperaturschwankungen zueinander kommt daher zunächst das unterschiedlich große proportionale Übergewicht des einen oder anderen Faktors zum Ausdruck, und zwar in Abhängigkeit von der breitenzonalen Anordnung der Wertfelder beider Schwankungen. In diesem Zusammenhang sei der Versuch einer Darstellung der Breitenkreismittelwerte für die Jahres- und Tagesschwankung der Lufttemperatur sowie für ihre Quotienten Q_s bzw. Q_r mitgeteilt (Abb. 7).

Für die Jahresschwankung sind die Breitenkreismittelwerte schon seit längerem durch W. MEINAR-

²⁶⁾ Vgl. PAFFEN [1], S. 259-261.

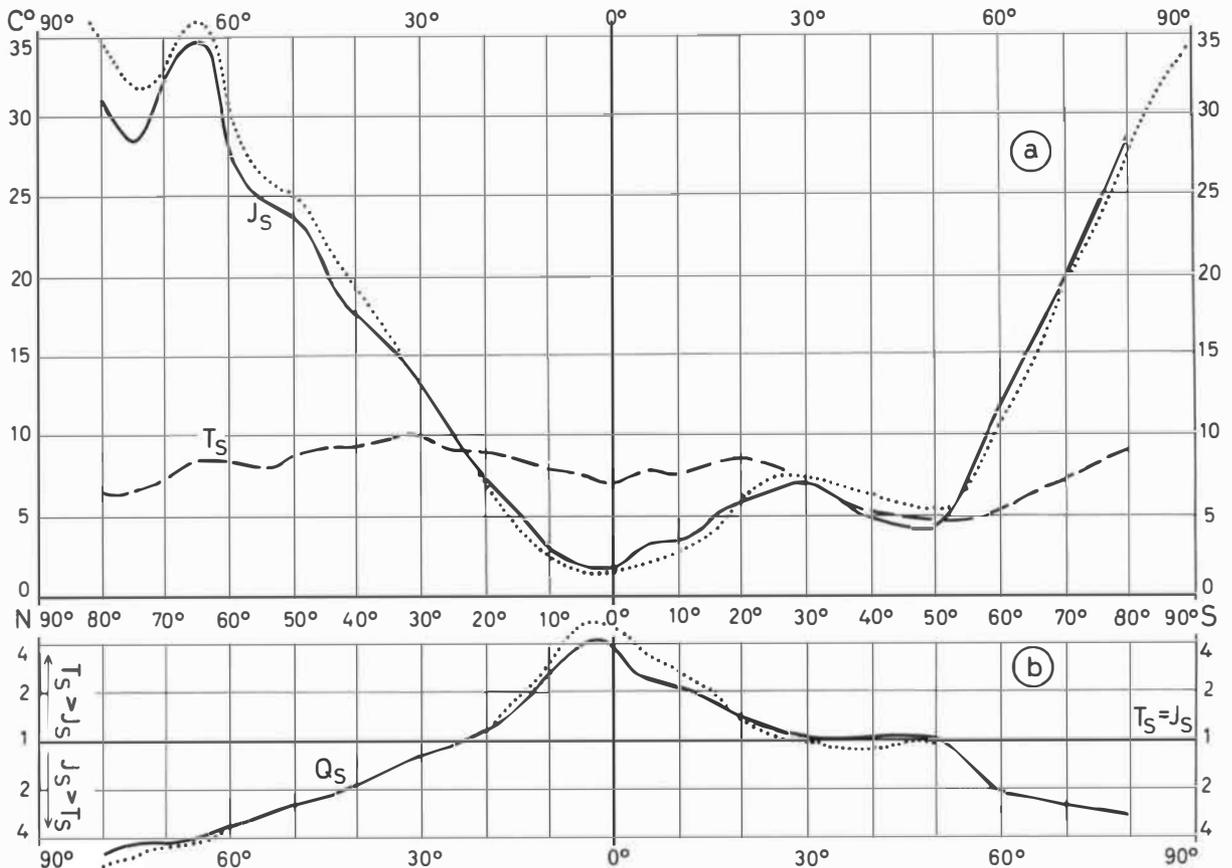


Abb. 7: Die meridionale Verteilung der Jahres- (J_s) und Tagesschwankung (T_s) der Lufttemperatur (7 a) sowie ihres Verhältnisses zueinander (7 b) nach Breitenkreismittelwerten (nach Werten von IWANOW [20] mit Abweichungen [punktiert] nach LAUTENSACH-ROSER [16])

DUS²⁷⁾ berechnet und 1952 durch LAUTENSACH und ROSER [16] einer Korrektur unterzogen worden. 1959 hat nun N. IWANOW [20] neben Breitenkreismittelwerten für J_s , die von den Werten von LAUTENSACH-ROSER etwas abweichen (vgl. Abb. 7), ebensolche auch für die aperiodische Tagesschwankung publiziert²⁸⁾. Die nach ihnen gezeichnete Kurve (T_s in Abb. 7) wiederholt zwar, wenn auch verflacht und tiefer liegend, im ganzen die Tendenz meiner Kontinentalkurve (Abb. 5). Gleichwohl scheinen mir die Breitenkreismittelwerte für T_s von IWANOW generell wohl doch zu hoch zu liegen, wenn man die über den Ozeanen geringen täglichen Temperaturschwankungen um 1–2° in Rechnung setzt.

Gleichwohl habe ich mit den IWANOWschen Breitenkreismittelwerten für J_s und T_s auch ihre Quotien-

ten Q_s bzw. Q_r berechnet und in Abbildung 7 dargestellt. Dabei mag im Vergleich zu Abbildung 4 die weitgehende Übereinstimmung mit meiner aus den drei Kontinentalprofilen gewonnenen Meridional-kurve überraschen, die bei Verwendung der J_s -Werte von LAUTENSACH-ROSER noch größer ist, abgesehen von den äquatorialen und boreal-subpolaren Extremwerten. Gerade diese erstaunliche Übereinstimmung, die auch die Lage der Gleichgewichtslinie betrifft, muß aber die Bedenken gegen die IWANOWschen Breitenkreismittelwerte der Tagesschwankung noch erheblich verstärken, die anscheinend ohne Berücksichtigung der Meeresgebiete zustande gekommen sind, für die Kontinente allein jedoch zu niedrig liegen.

In der Weltkarte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung repräsentieren nun die vornehmlich breitenparallel verlaufenden Teile der Q_s - bzw. Q_r -Isarithmen die solar-klimatische Zonierung. In diesem Zusammenhang soll hier nur die Rolle der Gleichgewichtslinie in ihrer Bedeutung als Klimazonengrenze

²⁷⁾ In HANN-SÜRING [13], Bd. 1, 5. Aufl., 1931.

²⁸⁾ Nach Angabe von IWANOW sind sie aus einer von ihm erstellten Weltkarte der mittleren aperiodischen Tagestemperaturamplitude auf nicht näher erläuterte Weise gewonnen. Über die Existenz bzw. Publikation dieser Karte habe ich bislang nichts in Erfahrung bringen können.

kurz behandelt werden. Sie scheidet die mehr oder weniger breite Zone beiderseits des Äquators mit überall größerer Tages- als Jahresschwankung von den beiden polwärts gelegenen Zonen mit größerer Jahres- als Tagesschwankung. C. TROLL [2] unterscheidet dementsprechend die innere Zone der thermischen Tageszeitenklimate von den polwärtigen Zonen der thermischen Jahreszeitenklimate und charakterisiert damit generell die Tropen gegenüber den außertropischen Breiten – ein zweifellos sehr treffendes Kriterium mit einem wesentlich komplexeren Gehalt als dem irgendeines Temperaturschwellenwertes.

Von solchen sind in den vergangenen Jahrzehnten eine ganze Reihe zur Abgrenzung der Tropen herangezogen worden. Neben der 20°-Jahresisotherme (A. SUPAN, E. DE MARTONNE, J. v. HANN) fanden vor allem bestimmte Mitteltemperaturwerte des kältesten Monats Anwendung: und zwar mit wenigen Ausnahmen (W. GORCZYNSKI +21°, H. v. WISSMANN +13°) zumeist Werte zwischen +15–20°, reduziert auf den Meeresspiegel (O. MAULL 15°; W. KÖPPEN 18°; A. PHILIPPSON, A. HETTNER 20°)²⁹⁾.

Eben in dieser schmalen Temperaturzone zwischen der 15°- und 20°-Isotherme des kältesten Monats bewegt sich nun aber auch die Gleichgewichtslinie im größten Teil ihres Gesamtverlaufes, und zwar auf der Nordhalbkugel näher der 20°, auf der Südhalbkugel näher der 15°-Isotherme (Abb. 6). Diese Tatsache spricht zweifellos für die Gleichgewichtslinie als allgemeine Tropengrenze, zumindest in ihren küstenfernen Teilen. Wenn man schließlich auch noch das an anderer Stelle bereits ermittelte Faktum einbezieht, daß die Gleichgewichtslinie hier größtenteils Tages- und Jahresschwankungswerten um 15° entspricht, dann wird damit ihr komplexer Aussagewert noch umfassender. Nichts anderes hat seinerzeit auch TROLL [2] gemeint mit dem Satz: „Im Innern der Kontinente gibt die Gleichgewichtslinie eine natürliche Begrenzung der Tropen ab.“ Wegen des völlig abweichenden Verhaltens an den Küsten, ganz besonders auf der Westseite der Neuen Welt, auf der Ostseite Vorder- und Hinterindiens sowie in Südafrika und Südwest-Australien, geht es jedoch nicht an, wie von einigen Autoren geschehen³⁰⁾, die Gleichgewichtslinie generell mit der Tropengrenze zu identifizieren.

Das zweite in den Temperaturschwankungen verankerte Differenzierungsprinzip nach der klimatischen Kontinentalität bzw. Maritimität wird von der Tages- und Jahresschwankung in räumlich stark divergierender Weise verwirklicht. Bislang ist jedoch zur Darstellung der thermischen

Kontinentalität, von einer einzigen mir bekannten Ausnahme abgesehen, immer nur die Jahresschwankung der Lufttemperatur verwendet worden. Zu diesem Zweck wurde sie, vor allem um die Abhängigkeit von der geographischen Breite zu eliminieren, in meist sehr komplizierte Formeln eingebaut, von denen im Laufe der Zeit eine ganze Reihe entwickelt worden ist³¹⁾, meist jedoch ohne globale Anwendbarkeit.

In den gemäßigten und polaren Breiten mit den ausgeprägten jahreszeitlichen Strahlungs- und Temperaturgegensätzen ist es zweifellos die Jahresschwankung, die mit polwärts zunehmendem Übergewicht über die Tagesschwankung die Verteilung der unterschiedlich starken maritim- und kontinental-klimatischen Einflüsse großräumig zu veranschaulichen vermag. Es wurde jedoch schon bei der Besprechung der Weltkarte der aperiodischen Tagesschwankung darauf hingewiesen, daß diese in den engeren Küstenbereichen ein wesentlich feineres Differenzierungskriterium darstellt³²⁾. Das gilt in noch stärkerem Maße für die tropischen, insbesondere äquatorialen Breiten, wo als Folge der beherrschenden tageszeitlichen Bestrahlungsgegensätze die Jahresschwankungen, über den Ozeanen und Kontinenten gleichermaßen minimal, von den Tagesschwankungen um ein Mehrfaches übertroffen werden. Hier, wo daher die auf der Jahresschwankung basierenden Kontinentalitätsformeln und -karten fast immer versagen³³⁾, ist die thermische Tagesschwankung das entscheidende und aussagekräftigste Kriterium für die Darstellung der klimatischen Kontinentalität.

Bei der Erläuterung der Weltkarte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung wurde zwar mehrfach auf die maritim-klimatischen Einflüsse hingewiesen, die offensichtlich in den mehr küstenparallelen Abweichungen der Q-Isarithmen vom breitenparallelen Verlauf ihren Niederschlag finden. Diese Richtungsabweichungen können sowohl Ausdruck eines gleichen Verhaltens von Tages- und Jahresisothermen sein, wie auch als Resultante aus verschiedenorientierten Tages- und Jahresisothermen zustande kommen, wie beispielsweise in Europa. In beiden Fällen erfolgt jedoch senkrecht zum Q_T - wie Q_S -Isarithmenverlauf landeinwärts die allgemeine Zunahme der Jahresamplitude, welche die Tagesschwankung im Jahresgang aufweist³⁴⁾. Sie macht in Europa im allgemeinen ein Drittel der Temperaturjahresschwankung aus. Auch

³¹⁾ Vgl. zuletzt die Zusammenstellung, auch der Literatur, bei BLÜTHGEN [19], S. 445–455.

³²⁾ Vgl. PAFEN [1], S. 263f., Beilage VIII und Abb. 4.

³³⁾ Vgl. auch LAUTENSACHS [16] Isanomalien-Karte der Jahresschwankung.

³⁴⁾ Vgl. dazu in *Erdkunde* XX, S. 264, das Beispiel aus Europa (Tab. 1).

²⁹⁾ Vgl. darüber ausführlich u. a. bei H. v. WISSMANN [21] und J. BLÜTHGEN [19].

³⁰⁾ Vgl. BLÜTHGEN [19], S. 86, 511 und 533.

darin geben sich thermische Kontinentalitätsdifferenzierungen zu erkennen. Gleichwohl vermag der Quotient $\frac{T_s}{J_s}$ bzw. $\frac{J_s}{T_s}$ nicht insgesamt die klimatische Kontinentalität zum Ausdruck zu bringen, was ja auch weder beabsichtigt noch zu erwarten war.

Dagegen hat N. IWANOW [20] die Jahres- (A_J) und Tagesschwankung (A_T) der Lufttemperatur in anderer Weise zur Bestimmung der Kontinentalität verwendet, indem er beide zum Sättigungsdefizit der Luft (D_F) addierte und die Breite eliminierte nach der rein empirisch gewonnenen Formel:

$$K = \frac{A_J + A_T + 0.25 D_F}{0.36 \varphi + 14} \cdot 100$$

Sie soll hier nicht diskutiert werden³⁵). Wichtiger erscheint mir das in einer Weltkarte der klimatischen Kontinentalität niedergelegte Ergebnis. Die Karte, die auch die Maritimität auf den Ozeanen differenziert darstellt, zeigt nämlich im gesamten festländischen Bereich eine erstaunlich weitgehende Übereinstimmung im Gesamtbild mit meiner Weltkarte der aperiodischen Tagesschwankung, wobei sich IWANOWS stark und extrem kontinentale Bereiche in etwa mit den Gebieten mit T_s -Werten über 13° decken.

Danach scheint die Tagesschwankung der Temperatur, von den Ozeanen abgesehen, weltweit wirklich ein wesentlich feinerer und unmittelbarer Indikator für die Intensität und räumliche Verteilung der maritim- und kontinentalklimatischen Einflüsse zu sein als die Jahresschwankung. Das Gleiche ergab ja auch bereits der Vergleich mit LAUTENSACHS Isanomalienkarte der Jahresschwankung³⁶), die als Kontinentalitätskarte für große Teile der Erde zwar besser geeignet ist als die meisten bisherigen Globaldarstellungen der Kontinentalität, in manchen Teilen der Erde (z. B. Innertropen, westöstlich orientierte Küsten) aber doch versagen muß.

Vergleicht man schließlich die Weltkarte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung mit der im gleichen Maßstab und auf der gleichen Kartengrundlage publizierten Jahreszeitenklimakarte der Erde von TROLL und PAFFEN [3], dann ist nicht zu leugnen, daß sich – was im Grunde nicht überrascht – die Bilder in vielem ähneln. Wenn auch nicht zu erwarten ist, daß sich die Q_s - und Q_r -Isarithmen als Wertgefällelinien im ganzen mit klimaräumlichen Grenzen identifizieren lassen, so können wir doch, wie am Beispiel der Tropengrenze gezeigt, manche Teilstücke der Q_s - und Q_r -Isolinien zur Erhärtung und Verbesserung klimazonaler und -regionaler Abgrenzung nutzbringend verwenden, so etwa zur schärferen Abgrenzung der Küstenklimate oder des atlantischen Westeuropa

($Q_r = 2$) vom subatlantischen Mittel- ($Q_r = 2 - 2,5$) und subkontinentalen Osteuropa ($Q_r > 2,5$).

Vor allem aber versetzt uns die Karte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung zuzüglich der Tagesisothermenkarte in die Lage, in Ergänzung zu einer Klimatypenkarte für jede Klimaregion exaktere und komplexere Aussagen über die thermischen Verhältnisse zu machen.

Schließlich möchte ich hinsichtlich der Anwendbarkeit einer solchen Karte noch auf einen letzten Gesichtspunkt aufmerksam machen. Für die Bio- und besonders Anthropoklimatologie, für die Fragen der Akklimatisation und medizinischen Geographie bzw. Geomedizin dürfte die genaue Kenntnis des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung und seiner geographischen Verteilung von besonderer Bedeutung sein.

Welche ungewöhnliche Umstellung hat ein menschlicher Organismus zu vollziehen, der mit einer langjährigen Einstellung auf eine gegenüber der Tagesschwankung zwei- bis dreimal größeren thermischen Jahresschwankung plötzlich in einen ganzjährig homothermen Tropenraum kommt und mit kurzfristig erheblich größeren täglichen Temperaturamplituden konfrontiert wird! Auch die physiologisch eigenartige Erscheinung des Frierens in den Warmtropen schon bei Temperaturen um $+15^\circ$ hängt damit zusammen. Desgleichen wird auch in der Pflanzen- und Tierwelt der Lebensrhythmus sehr stark vom tages- und jahreszeitlichen Temperaturgang und den thermischen Amplituden beherrscht.

Gerade in der Anwendung und Auswertung für die Lösung von Problemen der Biogeographie und Physischen Anthropogeographie sehe ich die ganz besondere Bedeutung und Zukunftsaufgabe der hier vorgeführten neuen Weltkarte.

Literatur

1. PAFFEN, KH.: Die täglichen Temperaturschwankungen als geographisches Klimacharakteristikum. Erläuterungen zu einer neuen Weltkarte der aperiodischen Tagesamplitude der Lufttemperatur (*Erdkunde* XX/1966, S. 252–265).
2. TROLL, C.: Thermische Klimatypen der Erde (Pet. Mitt. 89/1943, S. 80–89).
3. TROLL, C., und PAFFEN, KH.: Karte der Jahreszeitenklimate der Erde. In: LANDSBERG, LIPPMANN, PAFFEN, TROLL: Weltkarten zur Klimakunde (Heidelberg 1963), (Desgl. in *Erdkunde* XVIII/1964).
4. *Meteorological Office*, Air Ministry: Tables of temperature, relative humidity and precipitation for the world (Vol. I–VI, London 1958).
5. GEIGER, R.: Weltkarte der Jahresschwankung der Lufttemperatur. Nr. 11 der Kartenserie „Die Atmosphäre der Erde“ (Darmstadt 1966).
6. MEINARDUS, W.: Klimakunde der Antarktis. Bd. IV, von Köppen-Geigers Hdb. d. Klimakunde (Berlin 1938).

³⁵) Vgl. darüber auch bei BLÜTHGEN [19], S. 453f.

³⁶) Vgl. PAFFEN [1], S. 264.

7. *Weather Bureau*, U.S. Dep. of Commerce: Climatological Data for Antarctic Stations (No. 2-6, Washington 1962-1965).
8. RUSIN, N. P.: Meteorological and Radiational Regime of Antarctica (translated from Russian, Jerusalem 1964).
9. *Information Bulletin*: Soviet Antarctic Expedition (Vol. III, Amsterdam-London-New York 1965).
10. SABBAGH, M. E.: A preliminary regional dynamic climatology of the Antarctic continent (**Erdkunde** XVI/1962, S. 94-111).
11. HOINKES, H.: Die Antarktis und die geophysikalische Erforschung der Erde (Die Naturwissenschaften 48/1961, S. 354-374).
- 12a. SCHIOTT, G.: Geographie des Atlantischen Ozeans (3. Aufl., Hamburg 1942).
- 12b. -: Geographie des Indischen und Stillen Ozeans (Hamburg 1935).
13. HANN-SÜRING: Lehrbuch der Meteorologie (5. Aufl., Leipzig 1939).
14. KUHLEBRODT, E. und REGER, J.: Die meteorologischen Ergebnisse. Bd. XIV der Wiss. Erg. d. Dt. Atlant. Meteor.-Exped. 1925-1927, hrsg. v. A. DEFANT (Leipzig-Berlin 1938).
15. DIETRICH, G.: Allgemeine Meereskunde (Berlin 1957).
16. LAUTENSACH, H.: Die Isanomalienkarte der Jahres-schwankung der Lufttemperatur (Pet. Mitt. 96/1952, S. 145-155).
17. TROLL, C.: Wüstensteppen und Nebeloasen im süd-nubischen Küstengebirge (Z. Ges. f. Erdkde., Berlin 1935, S. 241-281).
18. FLOHN, H.: Klimaprobleme am Roten Meer (**Erdkunde** XIX/1965, S. 179-191).
19. BLÜTHGEN, J.: Allgemeine Klimageographie (Bd. II d. Lehrbuches d. Allgemeinen Geographie, hrsg. v. E. OBST, 2. Aufl., Berlin 1966).
20. IWANOW, N. N.: Kontinentalitätsgürtel auf der Erde (Izvest. Wsesoj. Geogr. Obschtsch. 91/1959, S. 410-423, russ.).
21. WISSMANN, H. v.: Pflanzenklimatische Grenzen der warmen Tropen (**Erdkunde** II/1948, S. 81-92).

ZUCKERROHR UND ZUCKERRÜBE IM SUBTROPISCHEN TROCKENGÜRTEL DER ALTEN WELT

Mit 7 Abb., 4 Bildern und 4 Tab.

HELMUT BLUME

Summary: Sugar-cane and sugar-beet in the subtropical dry belt of the Old World

After a presentation of the spread of sugar-cane cultivation in the dry belt of the Old World (Indus Plain, Khusistan, the Levant, Egypt, Morocco, Andalusia, Sicily) by the Arabs during the Middle Ages (Part I) follows the presentation of the spatial concentration of sugar-cane planting in recent times as a follow-on to cane sugar production in the Tropics (Part II) and then a short sketch of the contemporary extent of planted land devoted to sugar-cane and sugar-beet (Part III).

The main part of the investigation lies in Parts IV and V, in which all areas of current sugar production are comparatively described with reference to climatic conditions and factors of agricultural geography. In Part IV we have the areas of one-sided sugar-cane plantings (Indus Plain in Pakistan, Egypt, Khusistan, Irak) and those of one-sided sugar-beet cultivation (Spain, the Levant, Iran). In Part V we have the areas where both cane and beet are grown (Costa del Sol of Andalusia, Peshawar Basin).

Despite all attempts to increase plantings of sugar-cane and beet, the subtropical dry belt assumes only a subordinate position in world production. Within it we have the Polar boundary of the sugar cane and the Equatorial boundary of the sugar beet. The combination of the cultivation of both these crops, which is possible in some parts of the sub-tropical dry belt, seems best suited to the climatic transition regions between the Tropics and particular lines of latitude, where it can minimise harvest risks and increase the economic strength of sugar production.

Der ständig steigende Zuckerbedarf der Menschheit wird durch den Anbau von Zuckerrohr in den Tropen und von Zuckerrüben in den gemäßigten Breiten gedeckt. Die Subtropen sind an der Zuckererzeugung der Erde kaum beteiligt¹⁾. Da durch den subtropischen Bereich sowohl die polare Grenze des Zuckerrohres als auch die äquatoriale Grenze der Zuckerrübe verläuft, besitzt dieser für den Anbau beider Kulturpflanzen nur marginalen Charakter. Wenn dennoch der altweltliche subtropische Trockengürtel in der Gegenwart eine beträchtliche Ausweitung der Rohr-zucker- und der Rübenzuckererzeugung erfährt, ist dies besonders im Hinblick auf die Anpassung an die klimatischen Gegebenheiten von geographischem Interesse.

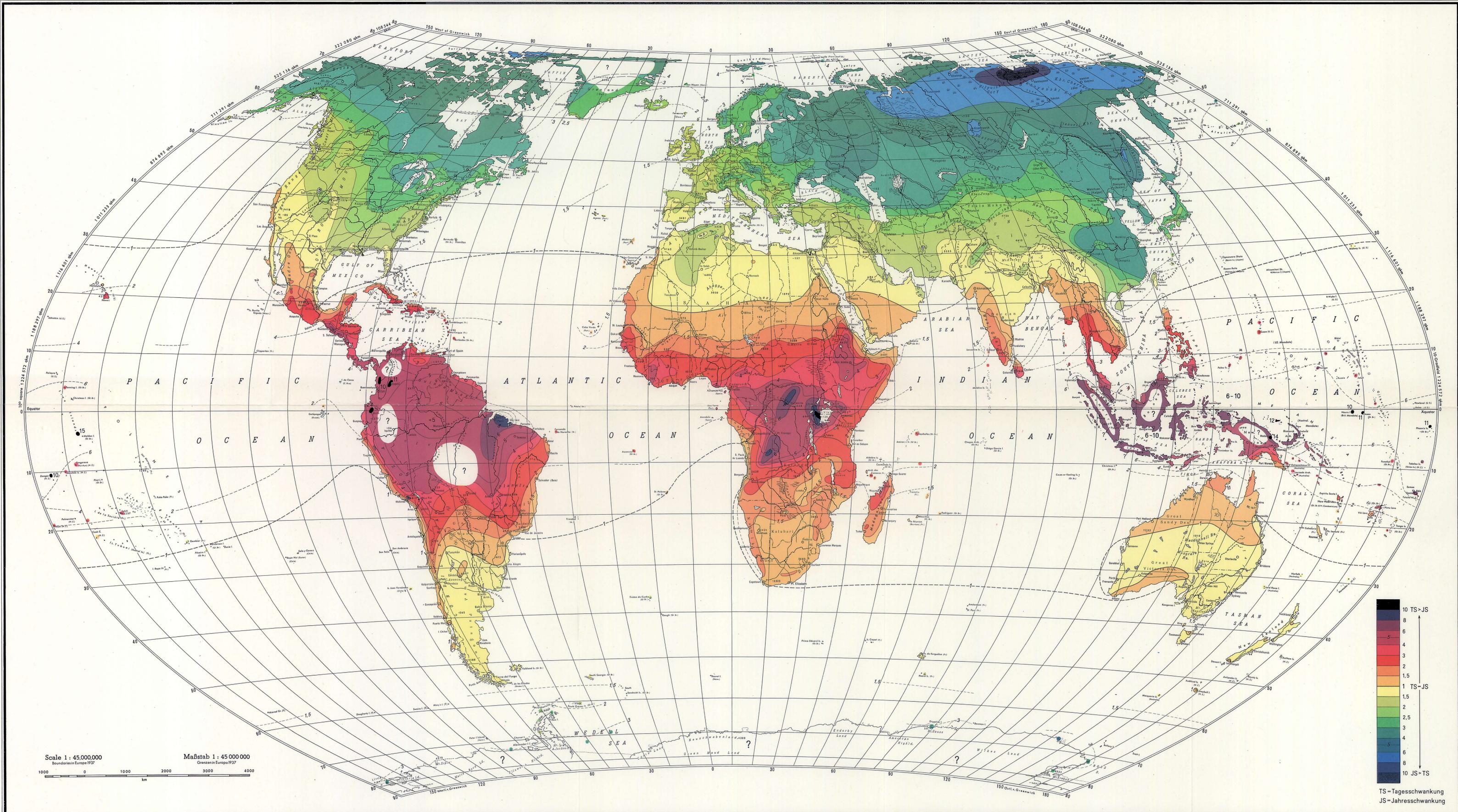
1. Der mittelalterliche Zuckerrohranbau

Aus seiner im tropisch-sommerhumiden Feuchtklima (V, 2)²⁾ Bengalens (RITTER, c, S. 243; v. LIPPMANN, S. 63 ff.) gelegenen Heimat ist das Zuckerrohr schon früh in die subtropischen Trockengebiete im NW des indischen Subkontinents übertragen worden. Bereits

¹⁾ Der subtropische Trockengürtel der Alten Welt produzierte 1963 mit 2,0 Mill. t 3% der Weltzuckererzeugung (62,5 Mill. t).

²⁾ Diese und die im folgenden gebrauchten Klimabezeichnungen beziehen sich auf die Klimagliederung von C. TROLL und K. H. PAFFEN (s. Lit.-Verzeichnis).

DAS VERHÄLTNISS DER TAGES- ZUR JAHRESZEITLICHEN TEMPERATURSCHWANKUNG AUF DER ERDE



Scale 1 : 45,000,000
 Boundaries in Europe 1937
 Maßstab 1 : 45 000 000
 Grenzen in Europa 1937

