

161. Danksagung für die Verleihung der goldenen Martin-Behaim-Plakette. Jahrb. Fränk. Geogr. Ges. 1960, S. XII–XIII.
162. Zus. mit E. MAYER: Humidität und Aridität, insbesondere auf der Iberischen Halbinsel. *Pet. Mitt.* 1960, S. 249–270, Taf. 46–49.
163. Maurische Züge im geographischen Bild der Iberischen Halbinsel. *Bonner Geogr. Abhandl.* 28, 1960, 98 S. H. v. WISSMANN gewidmet.
164. Die Temperaturverhältnisse der Iberischen Halbinsel und ihr Jahresgang. *Die Erde* 1960, S. 86–114. Span. Übers. unter dem Titel: *Características y ritmo anual de la temperatura en la Península Ibérica*. *Estud. Geogr.* (Madrid) 23, 1962, S. 259–292.
165. Relatório de uma viagem de investigações geográficas á Espanha e Portugal (3/IV–2/VI 1960). *Bol. Centro Estud. Geogr. Univ. Coimbra* II, No. 18, 1960, S. 61–72.
166. Die Struktur der spanischen Bevölkerungsverteilung nach Roman Perpiñá. *Erdkunde* 1960, S. 149–151.
167. ARISTIDES DE AMORIM GIRÃO †. *Pet. Mitt.* 1961, S. 36. Portugiesische Übersetzung unter dem Titel: *Notícia necrológica* in *Bol. Centro Estud. Geogr. Coimbra* 1961.
168. Zus. mit E. MAYER: Iberische Meseta und Iberische Masse. *Zeitschrift für Geomorph.* N. F. 5, 1961, S. 161–180. *Port. Übers.* in *Bol. Centro Estud. Geogr. Univ. Coimbra* No. 19, 1962, S. 21–31.
169. Der Bergbau auf der Iberischen Halbinsel. HERMANN HAACK zum 90. Geburtstag. *Pet. Mitt.* 1962, S. 183–186, Taf. 24.
170. Zur Erinnerung an den Geologen WALTHER PENCK. *Stuttgarter Zeitung* 30. VIII. 1963.
171. Iberische Halbinsel. *Geogr. Handbücher*, München 1964. 688 S. Text. Atlas von 75 Karten und Profilen, 32 Bilder. Span. Übers.: *La Península Ibérica*. Barcelona. Editorial Vicens Vives. Bd. I für 1966 vorgeesehen.
172. Besprechung von BLÜTHGEN, *Klimageographie*. *Geogr. Zeitschr.* 1965, S. 207–209.
173. Zus. mit E. LAUTENSACH: Landschaftszüge des Genalgebietes in Hochandalusien. *Geogr. Zeitschr.* 1966, S. 223–34.
174. Hermann Haack zum Gedächtnis. *Kartographische Nachrichten*. 16. Jg., H. 3, 1966. S. 85–87.

## DIE TÄGLICHEN TEMPERATURSCHWANKUNGEN ALS GEOGRAPHISCHES KLIMACHARAKTERISTIKUM \*)

Erläuterungen zu einer neuen Weltkarte der aperiodischen Tagesamplitude der Lufttemperatur

Mit 4 Abbildungen und einer Karte (Beilage VIII)

KARLHEINZ PAFFEN

### *Summary*

*Daily variations of temperature as characteristic of the geography of climates*

In contrast to the prevailing opinion that daily temperature fluctuations (Ts) are determined primarily by topographic relationships and that no reliable distribution pattern dependent on latitude can be demonstrated, the new world map of aperiodic daily temperature range (Suppl. VIII) allows one to recognise the following broad regularities in the spatial distribution: 1) a clear planetary zonation, influenced by solar-climatic phenomena and corresponding broadly with the world radiation belts (Fig. 1–3) – 2) a changing width and latitudinal position of zones of amplitude, caused by the irregular distribution of land and sea – 3) a pronounced contrast over the width of the zones, increasing in magnitude from west to east – 4) A reversed height-change relationship as between tropical and non-tropical mountain areas, i. e. falling Ts values in non-tropical mountains (Fig. 4) – 5) A clearly observable change in Ts values between the peripheral and central areas of the individual continents, as an expression of maritime-continental contrast.

Thus the map, which is informally arranged following the concepts of H. LAUTENSACH regarding change in geographic

forms, assumes importance for: 1) climatic zonation as the expression of solar radiation activity, 2) the illustration of continentality and 3) classification and demarcation of climatic types, especially coastal climate.

### *Einführung*

Seit ALEXANDER SUPAN<sup>1)</sup> 1879 den Versuch unternommen hat, die Erdoberfläche durch Jahresisothermen in Temperaturzonen einzuteilen, sind Monats- und Jahresmittel der Temperatur immer wieder zur Abgrenzung und Typisierung von Klimazonen und Klimaregionen verwendet worden, 1884 durch W. KÖPPEN<sup>2)</sup> unter Mitberücksichtigung der Andauer einer bestimmten Temperatur. Im gleichen Jahr legte SUPAN<sup>3)</sup> eine Klimaklassifikation der Erde vor, in der er zur Charakterisierung seiner 35 Klimaprovinzen z. T. auch die Jahresschwankung der Temperatur verwendete, deren Verteilung über die Erde er erstmals 1880<sup>4)</sup> in einer Karte dargestellt hatte.

\* Die folgenden Ausführungen sind ein wesentlich erweiterter Teil eines am 18. Jan. 1965 im Bonner Geogr. Institut anläßlich des Festkolloquiums zum 65. Geburtstag von CARL TROLL gehaltenen Vortrages, dessen Hauptgedanken über „Das Verhältnis der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung als geographisches Klimacharakteristikum“ einem späteren Aufsatz (ERDKUNDE XXI, 1967) vorbehalten bleiben sollen.

<sup>1)</sup> SUPAN, A.: Die Temperaturzonen der Erde (*Pet. Mitt.* 1879, S. 349–358).

<sup>2)</sup> KÖPPEN, W.: Die Wärmezonen der Erde (*Met. Ztschr.* 1, 1884, S. 215–226).

<sup>3)</sup> SUPAN, A.: Grundzüge der physischen Erdkunde (Leipzig 1884).

<sup>4)</sup> SUPAN, A.: Die Verteilung der jährlichen Wärmeschwankung (*Ztschr. f. wiss. Geogr.* I, 1880).

Seitdem erfreut sich die thermische Jahreschwankung eines ganz besonderen Interesses bei Meteorologen, Klimatologen und Geographen<sup>4a)</sup>. Ist doch die Jahresschwankung der Temperatur – an sich schon ein wesentliches Klimacharakteristikum – darüber hinaus aber noch in vorzüglicher Weise dazu geeignet, das für die Klimatypisierung wichtige Kriterium der klimatischen, insbesondere der thermischen Kontinentalität bzw. Ozeanität auszudrücken. Bekanntlich hängt die Größe der jahreszeitlichen Temperaturamplitude zwischen dem langjährigen Mittel des wärmsten und kältesten Monats eines Ortes außer von der geographischen Breite in erster Linie von der Lage zum Meer und der Höhe ab. Um dem komplexen klimatischen Gehalt der Kontinentalität bzw. Ozeanität möglichst umfassend und zugleich differenziert genug gerecht zu werden, sind vornehmlich auf der Basis der thermischen Jahreschwankung eine ganze Reihe von mehr oder weniger komplizierten Formeln entwickelt worden, deren Werte ein Maß für den Grad der klimatischen Kontinentalität eines Ortes geben sollen.

Zuletzt hat F. RINGLEB<sup>5)</sup> einige der wichtigsten Formeln und Methoden zur Bestimmung der thermischen Kontinentalität, besonders die von ZENKER (1888), KERNER (1905), GORCZYNSKI (1920), SPITALER (1922), SCHREPPER (1925), JOHANSSON (1929) u. a., diskutiert und für den west- und nordwestdeutschen Raum kartenmäßig vergleichend dargestellt.

1952 hat H. LAUTENSACH<sup>6)</sup> sich erneut mit dem Problem befaßt und dabei den an sich sehr nahe liegenden Gedanken verwirklicht, den in den lokalen Jahresschwankungswerten steckenden Einfluß der geographischen Breite dadurch auszuschalten, daß er die Neuberechneten Breitenkreismittelwerte der Temperaturjahresschwankung von den einzelnen Stationswerten subtrahierte. Das Ergebnis bildete eine Isanomalienkarte der auf den Meeresspiegel reduzierten Jahresschwankung der Lufttemperatur, die „auf dem größten Teil der Erdoberfläche die thermische Kontinentalität der Klimate besser darzustellen vermag als die nach den bisherigen Kontinentalitätsformeln gezeichneten Karte der ganzen Erde“<sup>7)</sup>.

Aber trotz der großen Zahl von methodischen und kartographischen Versuchen zur Bestimmung

der thermischen Kontinentalität auf der Grundlage der thermischen Jahresschwankung sind die daraus resultierenden Indizes mit ihren in der Regel wenig aussagefähigen relativen Werten nur selten in Klimaklassifikationen eingegangen<sup>8)</sup>. Viel häufiger kamen dagegen die absoluten Werte der jahreszeitlichen Temperaturschwankung in Form von Schwellenwerten zur Anwendung<sup>9)</sup>.

So ist auch in der 1963 erschienenen Jahreszeitenklimakarte der Erde von C. TROLL und KH. PAFFEN<sup>10)</sup> die Tatsache der kontinenteinwärts gerichteten Zunahme der thermischen Jahresschwankung mit zur Abgrenzung und Charakterisierung von Klimaregionen unterschiedlicher Ozeanität bzw. Kontinentalität verwendet worden, allerdings nur innerhalb der kühl- und kaltgemäßigten Klimazonen. Das erlaubte entsprechend den hier herrschenden jährlichen Temperaturschwankungen von unter 10° bis über 40° eine Unterscheidung von hochozeanischen über ozeanischen und subozeanischen, subkontinentalen und kontinentalen bis hochkontinentalen Klimaten.

Demgegenüber hat nun die Tagesschwankung der Temperatur bislang weit weniger Interesse gefunden. Sie ist zwar seit langem Gegenstand meteorologischer Untersuchungen, vor allem im Zusammenhang mit der Darstellung und Analyse des täglichen Temperaturganges.

In Fortsetzung der früheren Arbeiten von H. W. DOVE<sup>11)</sup> hat sich vor allem J. HANN<sup>12)</sup> um die systematische Sammlung und Zusammenstellung von Daten über den täglichen Temperaturgang und die Tagesamplitude in den Tropen bemüht, allerdings mit dem Hauptziel, „Grundlagen zur Berechnung wahrer Mitteltemperaturen tropischer Stationen zu liefern“<sup>13)</sup>. G. DIETZSCHOLD<sup>14)</sup> hat 1926 diese Datensammlung auf 343 über die ganze Erde verstreute Stationen erweitert und die periodische 24stündige Schwan-

<sup>8)</sup> GORCZYNSKI, W.: Comparison of Climate of the United States and Europe (New York 1945).

<sup>9)</sup> Vgl. die Zusammenstellung bei KNOCH, K. u. SCHULZ, A.: Methoden der Klimaklassifikation (Pet. Mitt. Erg.-H. Nr. 249, Gotha 1952).

<sup>10)</sup> TROLL, C. u. PAFFEN, KH.: Karte der Jahreszeitenklimate der Erde. In: LANDSBERG, LIPPMANN, PAFFEN, TROLL: Weltkarten zur Klimakunde (Heidelberg 1963). Desgleichen in ERDKUNDE XVIII/1, 1964.

<sup>11)</sup> DOVE, H. W.: Über die täglichen Veränderungen der Temperatur der Atmosphäre (Abh. d. Berliner Akad., Physik. Kl. 1846 u. 1856).

<sup>12)</sup> HANN, J.: Der tägliche Gang der Temperatur in der inneren Tropenzone (Kaiserl. Akad. d. Wiss. Wien, Denkschr. d. Math.-Naturwiss. Kl. Bd. 78, Wien 1905).

Ders.: Der tägliche Gang der Temperatur in der äußeren Tropenzone (ebenda Bd. 80 u. 81, Wien 1907).

<sup>13)</sup> Vgl. auch die Zusammenstellung von tropischen Stationen mit Daten der periodischen und aperiodischen Temperaturschwankung in Pet. Mitt. 54, 1908. Lit.-Ber. S. 11/12.

<sup>14)</sup> DIETZSCHOLD, G.: Die periodische 24stündige Schwankung der Mitteltemperatur der untersten Luftschichten auf Grund der täglichen Gänge der Lufttemperatur von 343 Orten (Diss. Hamburg 1928).

<sup>4a)</sup> Hier sei auf die soeben bei J. Perthes/Darmstadt erschienene neueste Weltkarte der „Jahresschwankung der Lufttemperatur“ von R. GEIGER in der Kartenserie „Die Atmosphäre der Erde“ Nr. 11 verwiesen.

<sup>5)</sup> RINGLEB, FR.: Die thermische Kontinentalität im Klima West- und Nordwestdeutschlands (Met. Rundschau I, 1947/48; dort auch ausführliche Literaturhinweise).

<sup>6)</sup> LAUTENSACH, H.: Die Isanomalienkarte der Jahreschwankung der Lufttemperatur. Ein Beitrag zur allgemeinen analytischen Formenwandlehre (Pet. Mitt. 96, 1952, S. 145–155).

<sup>7)</sup> a.a.O., S. 147.

kung der Mitteltemperatur auf Grund des täglichen Ganges der Lufttemperatur meteorologisch analysiert, ohne jedoch zu einer kartographischen Darstellung der räumlichen Verteilung der thermischen Tagesamplitude zu gelangen.

Von seiten der Geographie hat man der Tagesamplitude der Temperatur lange Zeit nur ein allgemeines, vergleichsweise zur Jahresschwankung sogar ausgesprochen mangelhaftes Interesse entgegengebracht – und das, obwohl der Tag-Nacht-Gegensatz mit seinen oft beträchtlichen, oft auch nur geringen Temperaturunterschieden für die Klimacharakteristik eigentlich ebenso wichtig sein sollte wie die Jahresschwankung. Machen doch in weiten Teilen der Tropen nur die relativ großen tageszeitlichen Temperaturschwankungen die ganzjährig hohen und jahreszeitlich mehr oder weniger isothermen Temperaturen einigermaßen erträglich. In den Trockenzonen der Erde mit starker Insolation und vorwiegend dem Strahlungswetter verursachen die gerade hier besonders großen täglichen Temperaturamplituden bekanntlich beträchtliche Spannungsunterschiede in der Gesteinsoberfläche mit allerdings nur geringem Tiefgang. Sie führen durch den täglichen Wechsel dieses Vorganges zum fortgesetzten mechanischen Gesteinszerfall durch oberflächliches Abbröckeln, Absplintern und Abschuppen (nach LOUIS<sup>15)</sup> sogenannte Temperaturverwitterung). Da auch andere geomorphologisch wirksame Vorgänge und Erscheinungen wie die Solifluktion und Strukturformen in den tropischen Hochgebirgen entscheidend von den tageszeitlichen Temperaturunterschieden bestimmt werden<sup>16)</sup>, sollte gerade für die klimagenetische Geomorphologie die Kenntnis der räumlichen Verteilung der täglichen Temperaturamplituden von größter Wichtigkeit sein.

Zwar finden sich in SUPANS „Grundzügen der physischen Geographie“<sup>17)</sup> schon 1903 die Hauptzüge in der Verteilung der thermischen Tagesamplitude mit typischen Beispielwerten richtig herausgearbeitet. SUPAN gibt jedoch zu, daß „die Lehre von der geographischen Verbreitung der täglichen Temperaturschwankung leider noch auf keiner allseitig gesicherten Grundlage ruht“ – ein Zustand, der sich bis heute insofern noch nicht wesentlich gewandelt hat, als es bislang immer noch keine kartographische Darstellung der geographischen Verteilung der täglichen Temperaturschwankung auf der Erde gibt.

Die Gründe hierfür dürften in der weitverbreiteten und tiefverwurzelten Vorstellung und der immer wieder wiederholten Behauptung liegen, daß die Tagesemperaturschwankung durch lokale Einflüsse wie Meereshöhe, Exposition und Relief, Bodenunterlage und Bodenfeuchte, Bewölkung und Wasserdampfgehalt der Luft von Ort zu Ort derart stark variiere, daß sich, von gewissen globalzonalen Differenzierungen abgesehen, in kleineren und mittelgroßen Erdräumen keine regelhafte Anordnung und Verteilung der Tagesamplituden erkennen ließe. So schreibt schon SUPAN<sup>17)</sup>, daß die tägliche Temperaturschwankung zunächst von den topographischen Verhältnissen abhängt und erst in zweiter Linie der Einfluß der Breitenlage in Betracht komme. Noch 1934 heißt es bei SUPAN-OBST<sup>18)</sup>: „Der Einfluß der topographischen Verhältnisse auf die tägliche Temperaturschwankung ist der ausschlaggebende. Er vermag vielfach den Einfluß der Polhöhe ganz zu unterdrücken“. Es ist dies auch der allgemeine Tenor der ausführlichen Darstellung der täglichen Temperaturschwankung durch V. CONRAD in KÖPPEN-GEIGERS Handbuch der Klimatologie<sup>19)</sup>. Die Beziehungen zwischen der täglichen Temperaturschwankung und der geographischen Breite werden hier allerdings in völlig unzureichender Weise auf nur knapp einer Seite behandelt<sup>20)</sup>. So ist es nicht verwunderlich, daß bisher kein Versuch zu einer kartographischen Darstellung der mittleren täglichen Temperaturschwankung unternommen wurde<sup>20a)</sup>.

Lange hat auch die Nutzbarmachung der thermischen Tagesschwankung für die geographische Klimatypenlehre auf sich warten lassen. Als einer der ersten weist A. PHILIPPSON<sup>21)</sup> in seiner Einteilung der Klimate bei der Charakterisierung des Äquatoralklimas und der tropischen Trockenklimate auf die hier wie dort „erhebliche“ beziehungsweise „sehr große“ tägliche Temperaturschwankung hin. In der sehr ähnlichen Klima-

<sup>15)</sup> LOUIS, H.: Allgemeine Geomorphologie. 2. Aufl. Berlin 1960. S. 37

<sup>16)</sup> vgl. hierzu vor allem die zahlreichen Arbeiten von C. TROLL, zuletzt in: Die tropischen Hochgebirge. Bonner Geogr. Abh. H. 25, 1959 (dort auch weitere Literatur).

<sup>17)</sup> SUPAN, A.: Grundzüge der physischen Erdkunde. II. Aufl. Leipzig 1903, S. 92 ff.

<sup>18)</sup> SUPAN-OBST: Grundzüge der physischen Erdkunde. (8. Aufl. Bd. I, 1934, S. 145).

<sup>19)</sup> CONRAD, V.: Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen. In: Köppen-Geiger, Hdb. d. Klimatologie Bd. IB. Berlin 1936.

<sup>20)</sup> ebenda S. 158 f.

<sup>20a)</sup> Erst während der Drucklegung dieses Beitrages bekam ich Einsicht in den 1965 erschienenen Atlas „The climate of Africa“ von B. W. THOMPSON. Darin finden sich 4 Karten der durchschnittlichen Tagesschwankung der Temperatur für die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Sie entsprechen, wenn auch jahreszeitlich abgewandelt, weitgehend dem von mir entworfenen Bild der Tagesisothermen im Jahresmittel für Afrika (Beil. VIII u. Abb. 3).

<sup>21)</sup> PHILIPPSON, A.: Grundzüge der allgemeinen Geographie, Bd. I (Leipzig 1920, 2. Aufl. 1933).

klassifikation von TH. A. BLAIR<sup>22)</sup> werden, ebenfalls unter Verzicht auf Schwellenwerte der Tagesamplitude, immerhin für 7 tropische und subtropische Klimate Angaben über die relativen Größen der Tagesschwankung vor allem im Verhältnis zur Jahresschwankung der Temperatur gemacht.

Ein Jahr später veröffentlichte dann C. TROLL<sup>23)</sup> seinen grundlegenden Aufsatz über die thermischen Klimatypen der Erde. Darin benutzte er neben Jahresgang und Jahresschwankung erstmals auch Tagesgang und Tagesschwankung der Temperatur gleichwertig zur Klimatypisierung und -charakterisierung. Und zwar bediente er sich dabei der schon 1843 von LALANNE entwickelten graphischen Darstellungsmethode des Thermoisoplethen-Diagramms, dessen Anwendung in Meteorologie und Klimatologie kaum über Anfänge, vor allem im vorigen Jahrhundert, hinausgekommen war. Seit 1943 hat C. TROLL bereits an 30 charakteristische Diagramme von Stationen aus allen Klimazonen publiziert. Auf sie sei hier verwiesen, da in diesem Zusammenhang auf Beispiele verzichtet werden muß<sup>24)</sup>.

#### *Zur Methodik der Untersuchung*

Thermoisoplethen-Diagramme ermöglichen es bekanntlich, den täglichen und jährlichen Wärme-gang eines Ortes im Detail zu studieren und ihn nach einiger Übung auch mit einem Blick in seinen wesentlichen Charakteristika zu erfassen. Obwohl weder die mittlere tägliche noch die jährliche Temperaturamplitude den Diagrammen direkt zu entnehmen sind, vermittelt der vorherrschende Verlauf der Isoplethen insbesondere eine anschauliche Vorstellung vom Verhältnis der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturamplitude zueinander.

In der gleichen Arbeit hat TROLL in einer Weltkarte die Gleichgewichtslinie dargestellt, an der sich die Tages- und Jahresschwankung der Temperatur die Waage halten. Diesen Gedanken habe ich vor einigen Jahren aufgegriffen und im Rahmen eines im Geographischen Institut der Universität Bonn seit längerem von mir geleiteten Seminars über Methoden der thematischen Kartographie zunächst für Afrika als dem Kontinent mit dem günstigsten Stationsnetz und der einfachsten und klarsten Klimazonierung auch die

abseits der TROLLSchen Gleichgewichtslinie gelegenen Stationen hinsichtlich ihres Verhältnisses von tages- zu jahreszeitlicher Temperaturschwankung berechnen und kartographisch auswerten lassen.

Dazu bestand um so mehr Anlaß, als inzwischen gegenüber den verhältnismäßig wenigen Stationen, die Troll seinerzeit zur Verfügung standen, das meteorologische Beobachtungsmaterial durch Verdichtung des Stationsnetzes und Verlängerung der Beobachtungsperioden ganz erheblich vermehrt worden ist, allerdings in einem in den einzelnen Ländern und Teilen der Erde sehr unterschiedlichen Ausmaß. Das Meteorological Office des britischen Air Ministry hat 1958 ein meteorologisch-statistisches Tabellenwerk<sup>25)</sup> herausgebracht, das eine für die ganze Erde mehr oder weniger repräsentative Stationsauswahl bietet. Sie ist in ihrer Geschlossenheit und einheitlichen Materialaufbereitung vor allem für weltweite Untersuchungen vorzüglich geeignet. Bei vollständiger Ausschöpfung des gesamten weltweit zur Verfügung stehenden meteorologischen Materials würden infolge der krassen regionalen Unterschiede in der Dichte der einzelnen nationalen Stationsnetze Darstellungen im Rahmen von Weltkarten eine zu ungleichwertige und ungleichmäßige Bearbeitung in den Teilstücken erfahren – ein Faktum, das auch durch das britische Tabellenwerk trotz unterschiedlich starker Reduktion der nationalen Stationslisten keineswegs ganz beseitigt werden konnte. Gewisse Nachteile und Mängel solch weltweiter Datensammlungen müssen wohl oder übel in Kauf genommen werden, wenn wir überhaupt zu globalen klimageographischen Aussagen und Übersichten kommen wollen.

Aus den in diesem Tabellenwerk verzeichneten Temperaturangaben des mittleren Tagesmaximums und -minimums für die einzelnen Monate und im Jahresdurchschnitt lassen sich, wie das in vielen Ländern durchaus üblich ist, auf einfache und einheitliche Weise einmal die Monats- und Jahresmittel der Temperatur sowie die Jahresschwankung ermitteln; zum andern läßt sich durch Differenzbildung der Maxima-Minima-Werte die Tagesschwankung im Jahres- und in den Monatsmitteln erfassen. Allerdings wird auf diese Weise nicht die periodische Tagesschwankung ermittelt, die nur aus allen monatlichen Stundenmitteln errechnet werden kann. Vielmehr handelt es sich hier um die aperiodische Tagesschwankung, die sich aus den zu unterschiedlichsten Tagesstunden

<sup>22)</sup> BLAIR, TH. A.: Climatology (New York 1942, 1943 u. 1949).

<sup>23)</sup> TROLL, C.: Thermische Klimatypen der Erde (Pet. Mitt. 89, 1943, S. 80–89).

<sup>24)</sup> vgl. außer den 15 farbigen Thermoisoplethen-Diagrammen bei TROLL 1943, Taf. 14 ferner auch bei J. BLÜTHGEN, Allgemeine Klimageographie. (Berlin 1964, S. 77–79).

<sup>25)</sup> Meteorological Office, Air Ministry: Tables of temperature, relative humidity and precipitation for the world. (Vol. I–VI, London 1958).

auftretenden wahren täglichen Minima- und Maximatemperaturen im Monats- bzw. Jahresmittel ergibt. Im Hinblick vor allem auf den organischen Lebensbereich auf der Erde erscheint mir die aperiodische Tagesschwankung reeller und von praktischerer Bedeutung als die periodische.

Grundsätzlich ist jedoch zu bedenken, daß die aperiodische Tagesschwankung immer etwas größer als die periodische ist. Nur in einem ideal störungslosen Strahlungsklima würde das Verhältnis beider 1 sein. Je mehr advektive Komponenten einem Klima eigen sind, um so größer muß der Quotient  $T_a/T_p$  werden oder der Unterschied zwischen der aperiodischen und der periodischen Tagesschwankung. Er ist in den Tropen mit vorwiegend strahlungsbedingten konvektiven Witterungsabläufen im allgemeinen gering ( $1-2^\circ$ ), ebenso wie auch im Sommer der Mittelbreiten. Groß wird er dagegen im Winter der Mittelbreiten sowie im Jahresmittel der hohen Breiten, wobei hier wieder eine Umkehrung im Verhältnis von Winter- und Sommereinfluß erfolgt. Ganz grob und mit Einschränkung gilt, daß im Jahresmittel die Unterschiede zwischen periodischer und aperiodischer Tagesamplitude der Temperatur mit wachsender Breite zunehmen <sup>26)</sup>.

Dieses Problem steht jedoch hier nicht zur Diskussion, zumal es weltweit nur verhältnismäßig wenige Stationen gibt, für die die periodische Tagesschwankung vorliegt. Unvergleichlich größer ist dagegen die Zahl der Stationen mit Angaben über die aperiodische Tagesamplitude der Temperatur, dies als Folge der leichteren Beobachtungsmöglichkeit mit Hilfe des Minimum-Maximum-Thermometers. Und das war schließlich auch entscheidend für die Wahl der aperiodischen Tagesschwankung für den vorliegenden Untersuchungszweck.

Die mit Hilfe des britischen Tabellenwerkes für Afrika errechneten Werte und konstruierten Isolinien des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung ergaben ein Kartenbild, wie es in dieser Regelmäßigkeit der räumlichen Anordnung kaum zu erwarten war <sup>27)</sup>; denn die nach allen bisherigen Aussagen vorrangig von den topographischen Gegebenheiten abhängige Größe der thermischen Tagesschwankung sollte demnach eigentlich auch für das Verhältnis der Tages- zur Jahresschwankung keinesfalls eine regelhafte Verteilung in Form einer klaren regionalen bzw. zonalen Gliederung möglich machen. Die Tatsache des regelhaft gegliederten Verteilungsbildes im Wertefeld des

Quotienten aus tages- und jahreszeitlicher Temperaturschwankung legt jedoch in Anbetracht der seit langem bekannten Gesetzmäßigkeiten in der räumlichen Verteilung der thermischen Jahresschwankung den Schluß nahe, daß demnach auch die thermische Tagesamplitude entgegen allen bisherigen Behauptungen eine regional wie auch weltweit mehr oder weniger regelhafte räumliche Differenzierung aufweisen müsse. Das war für mich Anlaß zu dem Versuch, auch die kartographische Darstellung der aperiodischen Temperaturtagesschwankung in Angriff zu nehmen. Auch hierfür wurde zunächst wieder das afrikanische Stationsnetz kartographisch ausgewertet. Um das eindeutige und positive Ergebnis gegen den möglichen Einwand der Zufälligkeit oder beschränkter Gültigkeit für die Tropen abzusichern, wurde die Darstellung auf Europa und schließlich auf eine Weltkarte im Maßstab 1:45 Millionen ausgedehnt. Sie wird in Beilage VIII als meines Wissens erste ihrer Art vorgelegt. Obwohl zunächst nur eine Nebenfrucht der ursprünglich gestellten Thematik, erscheint sie mir für das Problem der Klimacharakteristik doch gewichtig genug, im folgenden ausführlicher behandelt zu werden, zumal sie die zweite wesentliche, bislang weitgehend unbekannte Komponente für die später folgende Karte des Verhältnisses der tages- zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung ist <sup>27)</sup>.

Bei der Anfertigung der Karte ließen sich die Isarithmen im allgemeinen mit erfreulicher Eindeutigkeit aus den gegebenen Werten interpolieren und konstruieren. Nur ganz selten fielen einzelne Werte etwas aus dem Rahmen. Lediglich in Zentral- und Inselasien sowie in Süd- und Mittelamerika ergaben sich als Folge eines allzu weitständigen bis lückenhaften Stationsnetzes Fragwürdigkeiten und Unsicherheiten im Linienzug der Isarithmen, die an den gravierendsten Stellen durch Fragezeichen markiert sind. Für einige Teilgebiete, vornehmlich Lateinamerika, wurden außerdem die in den Regionalbänden von KÖRPER-GEIGERS Handbuch der Klimatologie <sup>28)</sup> enthaltenen Klimadaten, soweit möglich, ergänzend zu Hilfe genommen, ohne daß jedoch alle Lücken, insbesondere in Amazonien und Kolumbien, geschlossen werden konnten.

#### *Die Weltkarte der aperiodischen täglichen Temperaturschwankung (Beilage VIII)*

Der Gesamteindruck dieser Karte ist unzweifelhaft der einer regelhaften Verteilung der Tages-

<sup>26)</sup> Vgl. darüber bei CONRAD a.a.O., S. 663 f.

<sup>27)</sup> Die Wiedergabe dieser Karte muß einem späteren Beitrag in ERDKUNDE XXI, 1967 vorbehalten bleiben.

<sup>28)</sup> Hier besonders KNOCH, K.: Klimakunde von Südamerika (Berlin 1930) – SAPPER, K.: Klimakunde von Mittelamerika (1932) – Für Mexiko: R. WAARD, CH. BROOKS, A. J. CONNER; Climats of North America (1936).

amplitudenwerte in einem gesetzmäßig angeordneten, abgestuften Wertefeld mit weltweit breitenparallelzonaler Gliederung, die auf den Kontinenten durch die Lage zum Meer und durch Gebirge abgewandelt erscheint. Darin stimmt sie grundsätzlich mit einer Weltkarte der Jahresamplitude überein. Im Gegensatz zur Jahreschwankung zeigt die aperiodische Tagesschwankung der Temperatur jedoch ein in der planetarisch bedingten Zonierung ganz anders angeordnetes Wertefeld. Das ist zwar seit langem vage bekannt, aber aus besagten Gründen zahlen- und kartenmäßig bislang nie exakt erfasst und dargestellt worden.

Zunächst einmal hebt sich klar eine inner-tropische oder äquatoriale Minimumzone der mittleren Tagesamplitude heraus, deren Werte in den Tief- und Hügelländern um 9–11° liegen. Während sie sich in Zentralafrika knapp um 10° halten, betragen sie in Unter- und Zentralamazonien nur um 8° und sinken im austral-asiatischen Inselbereich auf überwiegend 7–6°, stellenweise sogar unter 5 und 4°. Damit bewegen sich die Temperaturtagesamplituden der inneren Tropen im großen und

ganzen in ähnlichen Größenordnungen wie die der kühlgemäßigten Breiten. Diese inner-tropische Minimumzone, die asymmetrisch beiderseits einer vorwiegend südhemisphärischen äquatorialen Achse von Minimalwerten gelegen ist, erstreckt sich von durchschnittlich 8° Süd bis 8° Nord, in Mittelamerika bis 16° N und verbreitert sich zwischen Südasien und Australien infolge der maritimen Einflüsse um fast das Doppelte von 15° N bis 15° S. Man vergleiche hierzu in Abb. 1 das vereinfachte und schematisierte Bild der Tagesamplitudenzonierung.

Die inner-tropische Minimumzone wird beiderseits durch je eine rand- bis subtropische Maximumzone flankiert, die mit den Trockengürteln allerdings bis in die gemäßigten Breiten hineinreicht, ganz besonders auf der Nordhalbkugel. In diesen beiden Zonen liegen die Tagesamplitudenwerte im Durchschnitt zwischen 13–16°, steigen in den zentralen Trockengebieten jedoch bis gegen 18° und darüber – am ausgeprägtesten und auf größten Flächen im saharischen und südlichen Afrika sowie im westlichen Nordamerika, während für die asiatischen Trockengebiete die vorliegenden Klimadaten noch

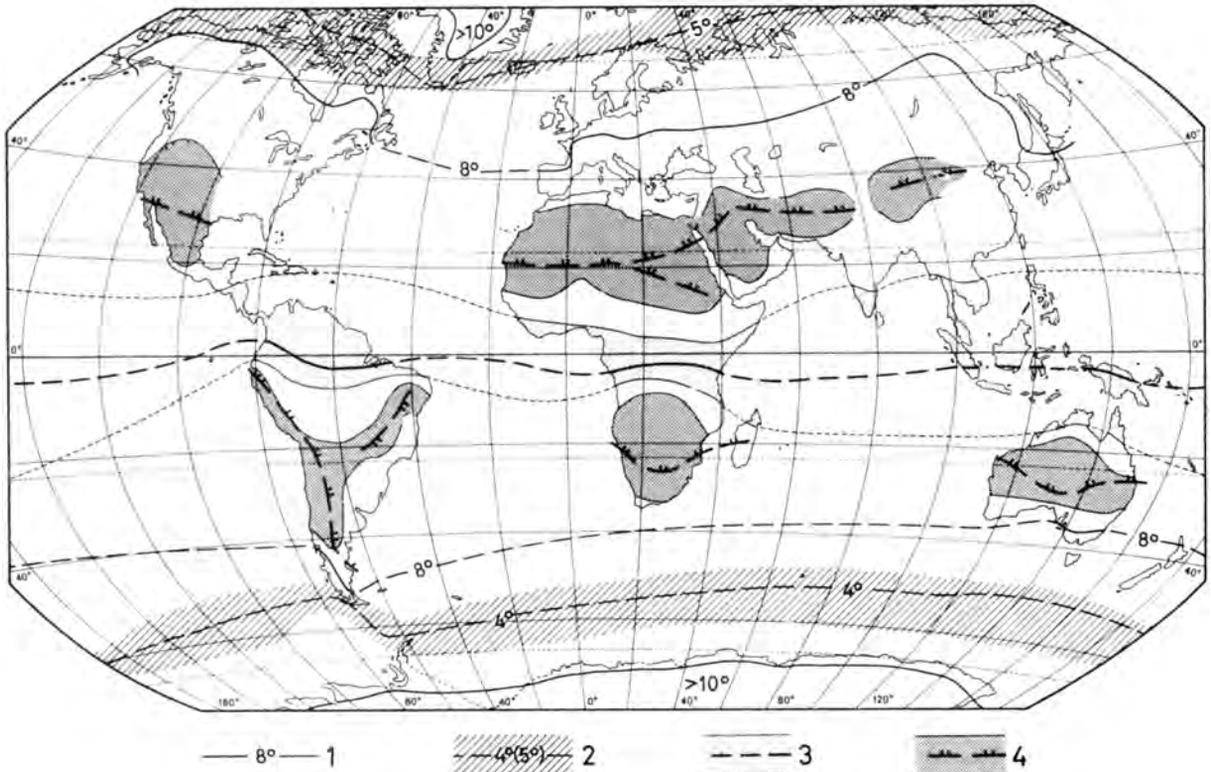


Abb. 1: Die Zonierung der thermischen Tagesamplitude auf der Erde (schematisiert)

1 = Mittelwertisooamplitude der Mittelbreiten; 2 = subpolare Minimumzone mit Minimalachse; 3 = inner-tropische Minimumzone mit Minimalachse; 4 = rand- bis subtropische Maximumzone mit Maximalachse

keine definitiven Aussagen erlauben. Man vergleiche dazu in Abb. 1 die Lage der Maximalachse dieser Zone. Offensichtlich weitgehend der Lage der Trockengürtel entsprechend weisen auch die Maximumzonen der Tagesamplitudenwerte eine auf den einzelnen Kontinenten sehr unterschiedliche Breitenlage und Nordsüderstreckung auf (Abb. 1 u. 2a).

Am auffälligsten, weil am stärksten unregelmäßig und unzusammenhängend, erscheint diese Zone wie überhaupt die Verteilung der Tagesamplitudenwerte in Südamerika, das wenig von der klaren breitenparallelen Zonierung Afrikas erkennen läßt (vgl. in Beilage VIII). Es hängt das nur zum Teil mit der noch unzureichenden Stationsdichte zusammen, mehr hingegen mit der Gestalt, geographischen Lage und dem Relief des Kontinents. Die dadurch bedingte Zweiteilung der südhemisphärischen Trockenzone in einen fast meridional von der peruanischen Pazifikküste diagonal über die Zentralanden nach Ostpatagonien verlaufenden westlichen Zweig und das nordostbrasilianische Teilgebiet als nordwestlichsten Ausläufer der südatlantischen Passat-trockenzone drückt sich auch in der Verteilung der hohen Tagesamplitudenwerte über 14–20° aus. Dagegen ist das nordvenezolanische Trockengebiet teils wegen fehlender Daten, teils wegen seiner Küstennähe nicht erkennbar.

Breitenzonal gesehen fallen auf der Nordhalbkugel die östlichen Teile der Kontinentalmassen durch ihre wesentlich geringeren Tagesamplituden stark aus der rein planetarischen Zonierung heraus. So liegen die Werte im südöstlichen Nordamerika zwischen 30° und 42° N nur um 10° gegenüber mehr als 16° in den gleichen Breiten des westlichen Nordamerika. In Süd- und Südostasien zwischen 18° und 32° N steigen die Werte nur im Innern Vorder- und Hinterindiens wenig über 12°, bewegen sich dagegen größtenteils zwischen 12–8° und liegen im gesamten Südostchina sogar nur zwischen 8–7°. Es ist das hier wie dort der Sommermonsuneffekt, der die solarzonal an sich zu erwartenden hohen sommerlichen Temperaturtagesschwankungen durch starke Bewölkung und große Luftfeuchtigkeit erheblich herabdrückt und damit auch im Jahresmittel niedrig hält.

Beiderseits der beiden Maximumzonen nehmen die Tagesamplitudenwerte, entgegengesetzt zum Verhalten der Jahresschwankung, polwärts mehr oder weniger gleichmäßig ab. Dabei kann die 8°-Isoamplitude in Europa ungefähr als Mittelwertslinie der Mittelbreiten um 50° N mit Werten zwischen 10–6° angesehen werden (Abb. 1). Gegen NW-Amerika (68° N) und NO-Asien (64° N) hin holt sie allerdings weit polwärts aus, so daß sie hier etwa an die Nordgrenze der Mittelbreitenzone zu liegen kommt bei einem hier herrschenden Wertgefälle von 14–8° Tagesamplituden. Auf der Südhemisphäre ist diese Zone mangels Land nur fragmentarisch in Patagonien, SO-Australien und Neuseeland ausgebildet,

während sie in Südafrika, das bereits auf rund 34° S endet, fehlt.

Mit dem Bereich der Tagesamplitudenwerte um 6° wird dann auf der Nordhalbkugel die subpolare Minimumzone erreicht, deren Werte in den ozeanischen Gebieten bis gegen oder sogar unter 4° sinken (Insel Grimsey nördl. Spitzbergen, Karmakuly/Nowaja-Semlja mit je 3,9° Ts). Ähnlich geringe Werte werden allerdings auch im hochozeanischen NW-Europa erreicht (norwegische Küste, Nord- und Westküste der britischen Inseln; Lofoten, Scilly-Inseln, Helgoland mit 3,9° Ts).

Um 4° liegen auch die Ts-Werte in der entsprechenden Zone der Südhalbkugel, die jedoch im Bereich des südhemisphärischen zirkumantarktischen Wasserringes nur Inselstationen aufweist. Hier finden sich auf den Evangelistas- (SW-Patagonien), Heard- und Macquarie-Inseln (alle um 55° S) mit 3,3–3,1° die niedrigsten bisher bekanntgewordenen aperiodischen Tagesamplitudenwerte<sup>29)</sup>.

Von hier aus gegen die kontinentalen bis hochkontinentalen Polargebiete hin werden die Ts-Werte wieder größer, so daß beispielsweise für Eismitte Grönland 12°, für Little America am Schelfeisrand des Rossmeeres 10,6° ermittelt wurden. Für das Innere der Antarktis waren mir leider noch keine Angaben zugänglich. Doch dürfte der Hinweis bei SUPAN-OBST<sup>17)</sup>, daß im polaren Gürtel mit seinen monatelangen Winternächten und ebenso langen Sommertagen die Tagesschwankung der Temperatur naturgemäß sehr gering seien, kaum zutreffen. So wurden an der auf dem Ross-Schelfeis gelegenen Bolling-Station (80° S, 164° W) sogar im Mittel der Wintermonate April–September 1934 12° Tagesschwankung gemessen<sup>30)</sup>, woraus wegen der höheren Frühjahrs- bzw. Sommeramplituden eine im Jahresmittel wesentlich höhere Tagesamplitude resultieren müßte.

Wegen der mangelnden Kenntnis der ozeanischen Tagesschwankungswerte wie auch etwaiger Höhengradienten wird es vorerst kaum möglich und wahrscheinlich auch gar nicht sehr sinnvoll sein, Breitenkreismittelwerte der aperiodischen Temperaturtagesschwankung zu berechnen. Deshalb habe ich in Abb. 2 versucht, die aus der Weltkarte abzulesende Zonierung der Amplitudenwerte in etwas allgemeinerer und schematisierter Form zu veranschaulichen, und zwar zunächst

<sup>29)</sup> vgl. hierzu Tab. 3, S. U 113 in W. MEINARDUS, Klimakunde der Antarktis. In: KÖPPEN-GEIGER Bd. IV 4, Berlin 1938.

<sup>30)</sup> nach F. LOEWE: Beiträge zur Kenntnis der Antarktis (ERDKUNDE VIII, 1954, S. 2).

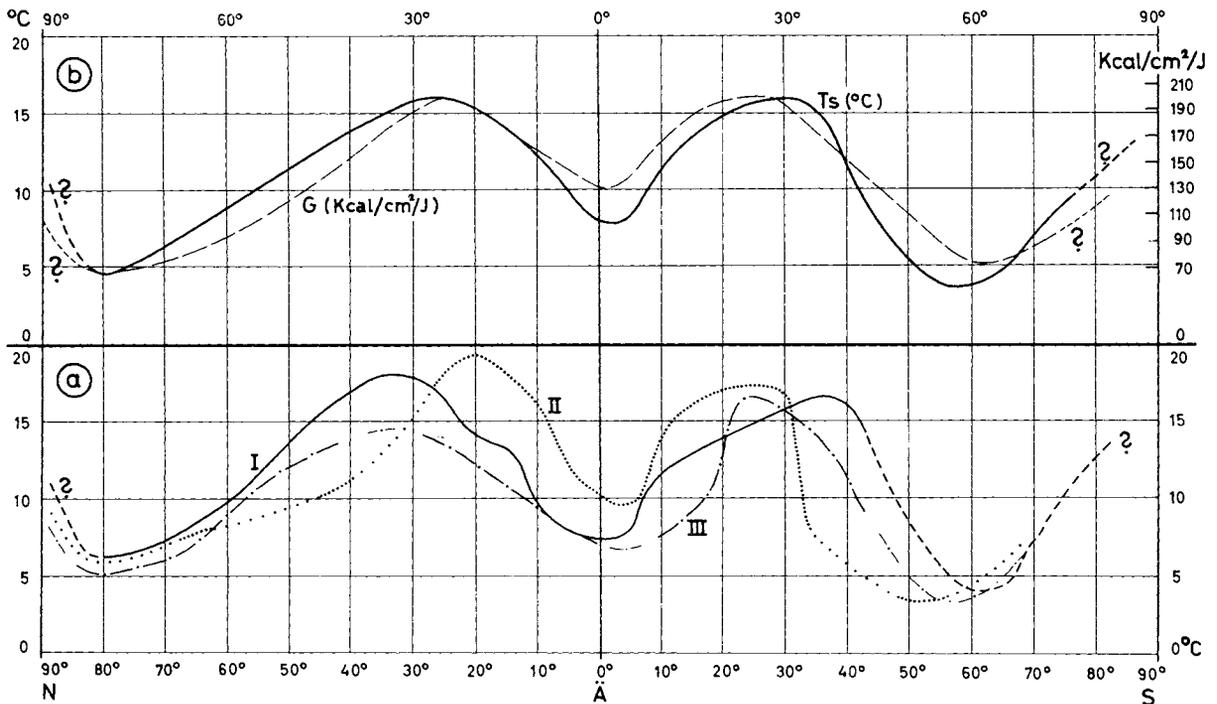


Abb. 2a: Die Verteilung der thermischen Tagesamplitude auf der Erde in drei charakteristischen Nordsüd-Profilen  
 I = Neue Welt (110–65° W); II = Europa-Afrika (20° E); III = östl. Asien-Indonesien-Ostaustralien (110–145° E)

Abb. 2b: Die Verteilung der thermischen Tagesamplitude ( $T_s$ ) und der Globalstrahlung ( $G$ ) auf der Erde in einem schematisierten Meridianschnitt

Die Mittelwertkurven für  $T_s$  und  $G$  sind aus den 3 Nordsüd-Profilen der Abb. 2a bzw. der Weltkarte der globalen Himmelsstrahlung von LANDSBERG (Fußnote 31) gewonnen.

durch drei charakteristische Nordsüd-Profile durch die Neue Welt (etwa auf 110° bis 65° W), Europa-Afrika (auf 20° E) sowie durch das östliche Asien (ca. 110° E) über Indonesien durch Ostaustralien-Tasmanien (ca. 145° E), jeweils bis zum Rand der Antarktis verlängert (Abb. 2a). Die hohen Gebirge wie auch die zwischengeschalteten Meeresbereiche (Ostsee und Mittelmeer; Amerikanisches und Indo-australisches Mittelmeer) und die Küstenwerte wurden dabei möglichst eliminiert. Das Ergebnis unterstreicht die bisherigen Feststellungen über die eindeutige breitenabhängige Zonierung der thermischen Tagesschwankung sowie das unterschiedliche Verhalten der einzelnen Kontinente. Die aus den drei Profilen gewonnene Mittelwertkurve für  $T_s$  (Abb. 2b) ist eine erste Annäherung an das Verteilungsbild der thermischen Tagesamplitude in einem zentralen Meridianschnitt durch den Idealkontinent.

In dieser großräumig zonalen Anordnung weist die Tagesisothermenkarte eine sehr große Ähnlichkeit mit der Verteilung der Globalstrahlung auf der Erdoberfläche auf. Hierfür ist besonders naheliegend der Ver-

gleich mit der von H. E. LANDSBERG<sup>31)</sup> auf der gleichen Kartengrundlage (1:45 Mill.) bearbeiteten Weltkarte der „globalen Himmelsstrahlung“ als Summe der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung auf die Horizontalfläche, ausgedrückt in  $\text{kcal/cm}^2/\text{Jahr}$ .

Diese Karte zeigt ebenfalls beiderseits einer innertropischen Minimumzone mit durchschnittlichen Strahlungssummen zwischen 140–120  $\text{kcal/cm}^2/\text{Jahr}$  zwei rand- bis subtropische Maximumzonen der Globalstrahlung mit Durchschnittswerten auf den Kontinenten zwischen 160 bis über 200  $\text{kcal/cm}^2/\text{Jahr}$ . Von hier ab erfolgt polwärts eine ziemlich kontinuierliche Abnahme der Gesamtstrahlung, so daß sie in den Mittelbreiten noch um 120–80  $\text{kcal/cm}^2/\text{Jahr}$  beträgt. In den Südpolarbreiten hat sie mit Werten um und unter 70  $\text{kcal/cm}^2/\text{Jahr}$ , wie die aperiodische Temperaturtagesschwankung, zwei ausgeprägte Minimumzonen, ganz besonders im Bereich des südhemisphärischen Wasserringes, von wo aus die Werte der Globalstrahlung wie auch der Tagesschwankung gegen die Antarktis wieder ansteigen.

In Abb. 2b stellt die Kurve  $G$  ebenfalls eine Mittelwertkurve der Globalstrahlung dar, die aus den gleichen Nordsüd-Profilen berechnet

<sup>31)</sup> LANDSBERG, H. E.: Die Verteilung der Sonnen- und Himmelsstrahlung auf der Erde. In: LANDSBERG, LIPPMANN, PAFFEN, TROLL, Weltkarten zur Klimakunde. 1963 Heidelberg.

wurde, die auch der entsprechenden Kurve ( $T_s$ ) für die Tagesamplitude der Temperatur zugrunde liegen. Dabei wurde der Ordinatenmaßstab und die Lage der Kurve so gewählt, daß die Gesamtamplituden und die Ordinate der Amplitudenmittelwerte beider Kurven sich entsprechen ( $T_s 10^\circ = 130 \text{ kcal/cm}^2/\text{Jahr}$ ). Das Ergebnis ist eine geradezu frappierende Übereinstimmung im Gesamtverlauf beider Kurven.

Eine Afrika-Karte (Abb. 3) mit kombinierten Tagesisothermen und Isarithmen der Globalstrahlung möge den Grad der Übereinstimmung auch in der räumlichen Vertei-

lung veranschaulichen. Danach lassen sich gewisse Isoamplituden bestimmten Isolinien der Globalstrahlung zuordnen: so die tropische  $10^\circ$ -Tagesisothermie der Isolinie für  $150 \text{ kcal/cm}^2/\text{Jahr}$ , entsprechend  $14^\circ$  zu  $175$  und  $18^\circ$  zu  $200 \text{ kcal/cm}^2/\text{Jahr}$ . Auffallend und zunächst etwas unverständlich erscheint das eigenartig abseits gelegene  $T_s$ -Maximum von Sennar am Blauen Nil südöstlich Khartum. Es stellt weltweit gesehen, soweit mir bekanntgeworden, mit  $23,9^\circ$  wahrscheinlich überhaupt den Maximalwert der thermischen Tagesschwankung im Jahresmittel dar, wobei der März sogar eine durchschnittliche Tagesamplitude von  $30^\circ$  aufweist (einzelne Tageswerte bis  $50^\circ$ ). Verständlich wird die Lage und Höhe dieses Maximums erst durch die Nähe des ebenfalls weltweiten Höchstwertes der Globalstrahlung im Sudan mit über  $220 \text{ kcal/cm}^2/\text{Jahr}$ . Die räumliche Dis-

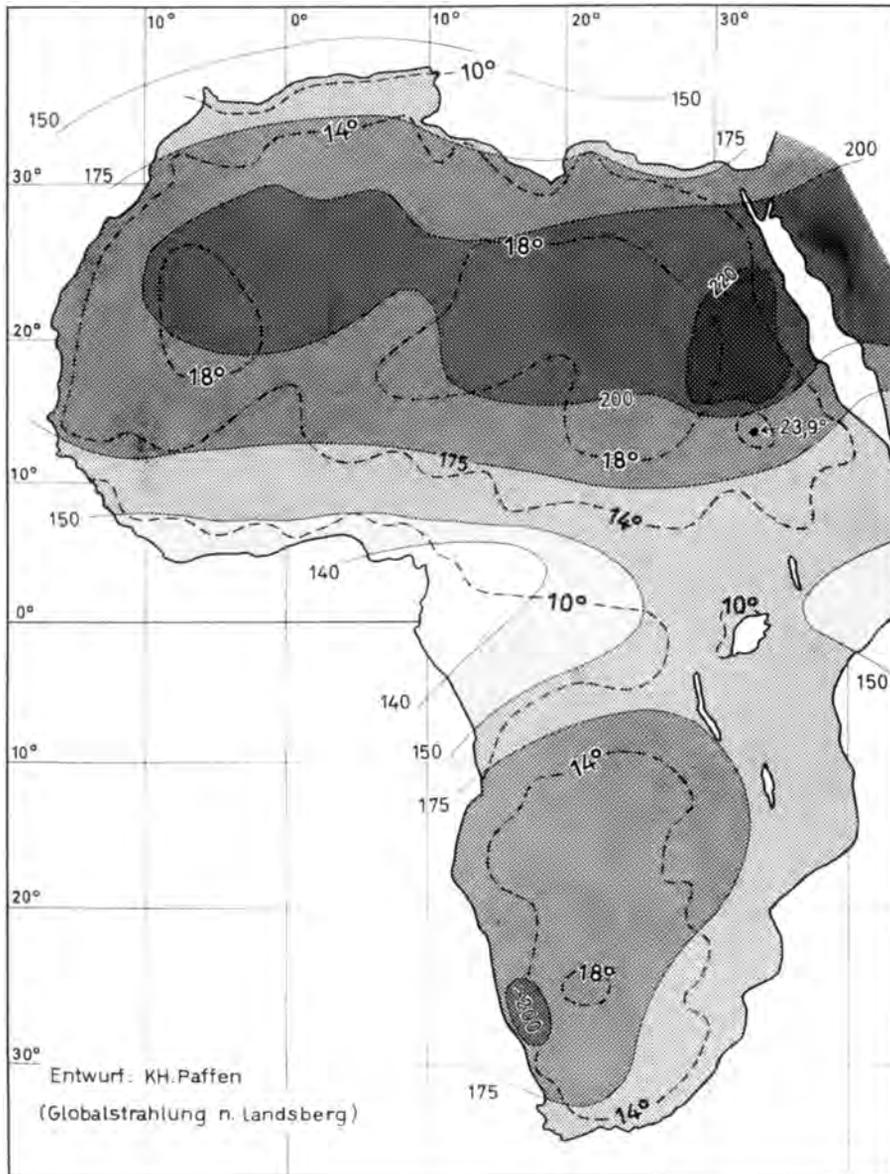


Abb. 3: Die Verteilung der thermischen Tagesschwankung und der Globalstrahlung (in  $\text{kcal/cm}^2/\text{Jahr}$ ) in Afrika

krepanz zwischen beiden Maximalwerten – beim Vergleich der beiden Weltkarten mehrfach feststellbar – mag in der für die Karte der Globalstrahlung gegebenen geringeren Stationsdichte und der dadurch bedingten Unsicherheit der Isarithmenkonstruktion begründet sein. Ähnliche Beziehungen lassen sich auch für die außertropischen Breiten auffinden, wo beispielsweise in den nordhemisphärischen Mittelbreiten die 8°-Tagesisothermie im großen ganzen mit der 80er Linie der Globalstrahlung korrespondiert.

Diese Übereinstimmung in der räumlichen Verteilung der Globalstrahlung und der thermischen Tagesamplituden ist im Grunde nicht überraschend, wenn man sich der engen Beziehungen zwischen Sonnenhöhe, täglichem Beleuchtungsgang und Strahlungssummen einerseits und dem täglichen Temperaturgang andererseits in Abhängigkeit von der geographischen Breite bewußt wird<sup>32)</sup>. Danach erweist sich die tägliche Wärmeschwankung in ihrem weltweiten Verhalten in erster Linie und dominant als eine Funktion der Summe aus direkter Sonnenstrahlung und diffuser Himmelsstrahlung auf die Erdoberfläche. Diese Globalstrahlung ist vornehmlich abhängig von der geographischen Breite, der Meereshöhe und der Bewölkung. Letztere ist vor allem verantwortlich zu machen für die innertropische Minimumzone sowohl der Globalstrahlung als auch der thermischen Tagesamplitude. Das wird auch durch die gleichfalls von Landsberg entworfene Weltkarte der jährlichen Sonnenscheindauer erhärtet<sup>31)</sup>.

Damit sollen keineswegs die sehr komplexen azonalen und vor allem lokalen topographischen Einflüsse im Tagesgang der Temperatur und damit der Tagesschwankung geleugnet werden. Sie sind nur bislang weit überschätzt worden; denn ihre Wirkung ist offensichtlich nicht derart, daß dadurch ein mehr oder weniger regelloses Verteilungsbild der makroklimatisch ermittelten Ts-Werte entsteht. Daß dem selbst in kleinen Teilräumen mit relativ dichtem Stationsnetz keineswegs so ist, soll durch eine Tagesamplitudenkarte von Deutschland demonstriert werden (Abb. 4). Sie ist in sich zwar wesentlich differenzierter, läßt aber gleichwohl ein durchaus regelhaftes Verteilungsbild erkennen, das vornehmlich von der Lage zum Meer und dem Relief bestimmt erscheint.

Auf diese beiden Abhängigkeiten der thermischen Tagesschwankung vom Relief- und Meereseinfluß soll im folgenden nur kurz eingegangen werden, ohne die daran sich knüpfenden Probleme weltweit und im grundsätzlichen behandeln zu können. Zunächst zeigt die Deutschlandkarte (Abb. 4), daß die Mittelgebirge gegenüber dem Tiefland und

den großen Tal- und Beckenlandschaften allgemein durch niedrigere Tagesamplitudenwerte um 6° gekennzeichnet sind, wie sie auch für die Küstengebiete typisch sind:

Brocken (1150 m) 5,3°; Feldberg/Taunus (822 m) 5,8°; Feldberg/Schwarzwald (1493 m) 5,8° gegenüber Donauessingen (693 m) 10,3°. In den Alpen werden die Ts-Werte noch geringer: Zugspitze (2962 m) 5°; Sonnblick-observatorium (3105 m) 4,4°, Jungfrauoch (3575 m) 1,1°! Dagegen weisen auch hier die geschützten Tal-, Hochbecken- und Föhnlagen am Alpenrand wieder relativ hohe Werte für Ts auf: Oberstdorf (818 m) 11,0°; Innsbruck (570 m) 10,6°; St. Moritz (1800 m) 13,3°.

Es darf darin eine allgemeine Regel für die Gebirge der Mittelbreiten erblickt werden, daß nämlich die Temperaturtagesschwankung mit zunehmender Höhe abnimmt, allerdings ohne die numerische Gesetzmäßigkeit, wie sie in dem Höhengradienten der Temperatur zum Ausdruck kommt oder wie sie für die Abnahme der Jahresschwankung mit wachsender Höhe (-0,21°/100 m) durch CH. MAISEL<sup>33)</sup> für Deutschland ermittelt wurde.

Ganz anders verhalten sich hingegen die Gebirge der Tropen. Hier treffen wir, worauf schon TROLL<sup>34)</sup> aufmerksam machte, insbesondere auf den Hochplateaus und in den Hochbecken, generell höhere Werte der Tagesschwankung an als in den benachbarten Tieflandregionen – am ausgeprägtesten naturgemäß in den wolkenarmen randtropischen Hochbecken der Trockenzonen mit enormer Tageseinstrahlung und ebenso starker nächtlicher Ausstrahlung.

So hat z. B. Quiaca in der argentinischen Puna (22° S) in 3500 m Höhe eine mittlere Tagesamplitude von 22,6°, die in den absolut trockenen Wintermonaten auf 26,6° ansteigt; weiter nördlich hat Vincocaya in der südperuanischen Trockenpuna (4380 m) 19,3° mittlere und 24,1° winterliche Tagesschwankung. Dagegen sind die entsprechenden Werte für Quito (2850 m) fast auf dem Äquator auf 14,4° bzw. 15,6° reduziert, liegen damit aber immer noch um 5° über den Ts-Werten des oberamazonischen Tieflandes. Selbst die 5850 m hohe Gipfelstation des südperuanischen Vulkans El Misté weist mit fast 7° immer noch eine merklich höhere Tagesamplitude auf als wesentlich niedrigere alpine Gipfelstationen (siehe oben). Auch das äquatorwärtige Einbiegen der Isoamplituden gegen Hochafrika und die isolierten Inseln höherer Ts-Werte zwischen 15–18° in Abessinien (17,6° Dessié 12°30'N, 2250 m) und in Kenia (15,6° Nanyuki 0°01'N, 1950 m) unterstreichen gegenüber nur 10° Ts im zentralen Kongo diese Tatsache.

Verbunden mit den großen Höhen und den dadurch niedrigen Absolutwerten der Temperaturen resultiert daraus in den tropischen Hochgebirgen übrigens die große Zahl von Frostwech-

<sup>32)</sup> Vgl. dazu ausführlich M. MILANKOVITSCH, Mathematische Klimalehre. In: KÖPPEN-GEIGER, Hdb. d. Klimatologie. IA. Berlin 1930.

<sup>33)</sup> MAISEL, CH: Der Einfluß der kontinentalen Lage auf die Jahresschwankung der Monatsmittel der Lufttemperatur im Deutschen Reich (Heimatkd. Arb. a. d. Geogr. Inst. d. Univ. Erlangen, H. 5, 1931).

<sup>34)</sup> Pet. Mitt. 1943, S. 80.



seltagen bis zu 365 Tagen mit ihren vielfachen Folgeerscheinungen<sup>35)</sup>.

Gegenüber der von V. CONRAD<sup>36)</sup> vertretenen Auffassung von der weitgehenden Wirkungslosigkeit der Seehöhe für die Größe der Temperaturschwankung, die vielmehr von der Bodenkonfiguration, ob konvex oder konkav, sowie von der Art der Bodenunterlage abhängen soll, sei hier auf Grund der bei der Konstruktion der Tagesisoamplituden-Weltkarte gemachten Erfahrungen die Behauptung gewagt, daß sich die Gebirge der Tropen und der Mittelbreiten hinsichtlich der Abhängigkeit der Ts-Werte von der Meereshöhe genau umgekehrt verhalten. Die Begründung dafür, die hier nur angedeutet werden kann, wurde kürzlich durch W. WEISCHET<sup>37)</sup>, wenn auch in ganz anderem Zusammenhang, gegeben:

Während für die Gebirge der Außertropen eine durchgehende Zunahme der Niederschläge bis zur Gipfelhöhe kennzeichnend ist, vornehmlich als Folge advektiven Gleit-austausches, erfolgt in den tropischen Gebirgen nach anfänglicher Zunahme der Niederschläge oberhalb von 1200 bis 1500 m Meereshöhe eine stetige Abnahme der Niederschlagsmengen, und zwar als „Folge der geringeren Wasserdampfkapazität der höheren Troposphärenanteile bei vorwiegend konvektiver Niederschlagsbildung in dynamisch voneinander getrennten Troposphärenstockwerken“. Mit anderen Worten: nur in den tropischen Gebirgen oberhalb der genannten kritischen Höhenlage kann die grundsätzlich bei trockener und trübungsarmer Luft mit wachsender Höhe stattfindende Zunahme der Strahlungsintensität voll wirksam werden und damit die thermische Tagesamplitude einen positiven Höhengradienten erhalten. Dagegen mindert in den außertropischen Gebirgen „die beliebige Höhenvariabilität der Niederschlag liefernden Wolkensysteme“ in der Regel die Strahlungsintensität und damit auch die Ts-Werte. Übrigens macht LAUTENSACH<sup>38)</sup> auf einen ähnlichen Effekt hinsichtlich der Jahresschwankungen der Temperatur aufmerksam, die – ebenfalls entgegengesetzt zum Verhalten in den kühlgemäßigten Breiten – in den subtropischen Winterregengebieten in den Gebirgen höhere Werte aufweist als in tiefen Lagen.

Der zweite Faktor, der die zonale Anordnung der Tagesamplitudenwerte, vor allem in den gemäßigten Breiten, mehr oder minder stark abwandelt, ist die Maritimität. Für die Meeresbereiche selbst muß mit einer sehr geringen Tagesschwankung der Temperatur um 1–2° gerechnet werden, auch wenn keine direkten Messungen vorliegen. Gewisse Anhaltspunkte geben die ozeanischen Inselstationen, deren durchschnittlich niedrige Werte um 5–7° wegen der über Land ermittelten Temperaturen grundsätzlich jedoch wesentlich

höher als über der freien Wasserfläche liegen müssen. Am nächsten noch dürften den ozeanischen Werten die 3–4°-Tagesamplituden der hochozeanischen Inseln im südhemisphärischen Wasserring kommen. Insgesamt läßt sich jedoch bei den zwischen 3,1° (Macquarie-I.) und 10° (Tahiti) liegenden Ts-Werten der Inselstationen keine räumliche Ordnung oder gar Zuordnung zu den aufgezeigten Tagesschwankungszonen erkennen.

Anders dagegen die Küstengebiete! Sie heben sich allenthalben, wenn auch in unterschiedlicher Breite scharf gegenüber den binnenländischen Räumen ab. Dabei gibt sich durchaus eine zonale An- und Einordnung zu erkennen, vor allem wenn man von der rand- bis subtropischen Maximumzone ausgeht. Hier erreichen nämlich auch die Küstenwerte überall ihre Maxima mit durchweg über 10° Ts, besonders ausgeprägt in Westaustralien, wo nahe dem NW-Kap die mittlere Tageschwankung von 14,4° herrscht, sowie in Westafrika (Port Etienne 13,3°). Die Zone hoher Küstenwerte für Ts, vornehmlich auf den trockenen Westseiten der Kontinente ausgebildet, wird in Abb. 1 aus der Maximalachse der rand- bis subtropischen Maximumzone der Tagesamplitude ersichtlich. Sie hängt in der Gegensätzlichkeit der West- und Ostküsten natürlich mit den unterschiedlichen Meeresströmungsverhältnissen zusammen, die an den subtropischen Westküsten mit kaltem Auftriebswasser verbunden große negative Temperaturanomalien an der Wasseroberfläche mit sich bringen. Das bedeutet verstärkte nächtliche Abkühlung bei hoher Tageseinstrahlung und damit übernormal hohe Tagesamplituden im Küstenbereich.

Demgegenüber liegen die Werte an den inner-tropischen Küsten überall unter 10°, meist sogar unter 8 bis 7°. Polwärts der Maximumzone sinken die Küstenwerte für Ts – auf den Westseiten der Kontinente im allgemeinen rascher als auf den Ostseiten – gegen 6° und darunter. Dabei wirkt sich an den Küsten der Mittelbreiten der Einfluß der Meeresströmungen gegenüber den Rand- und Subtropenküsten in einem Wechsel der Seiten aus. Während die kalten Ostseitenströmungen die Tagesschwankungen bis in hohe Breiten relativ hoch halten (8,9° an der Labradorküste um 55° N und Ostküste Sachalins 50° N), drückt die Warmwasserheizung an den außertropischen Westküsten die Tagesschwankungen in gleichen Breiten erheblich, besonders ausgeprägt an der europäischen Atlantikfront.

Hier läßt der Nordatlantische Strom die niedrigen binnenländischen Werte höherer Breiten an den Küsten weit äquatorwärts dringen. So senkt sich die 6°-Tagesisoamplitude, die die nordsibirischen Polarmeerküsten säumt, aus ihrer subpolaren Breitenlage von Nordrußland über die südliche Ost- und Nordseeumrandung und die Bretagne äquatorwärts

<sup>35)</sup> TROLL, C.: Die Frostwechselhäufigkeit in den Luft- und Bodenklimaten der Erde (Meteorol. Ztschr. Bd. 60, 1943, S. 161–171).

<sup>36)</sup> a.a.O., S. 162.

<sup>37)</sup> WEISCHET, W.: Der tropisch-konvektive und der außertropisch-advektive Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung (ERDKUNDE XIX, 1965, S. 6 ff.).

<sup>38)</sup> a.a.O., Pet. Mitt. 1952, S. 146.

bis nach NW-Spanien. Mit ähnlicher Tendenz säumt die 5°-Isoamplitude die Atlantikküsten von Norwegen bis zur Bretagne, so daß noch in Westirland und Wales (52° N) mittlere Tagesamplituden von nur 4,4–3,9° herrschen. Man vergleiche auch den Gegensatz zwischen der patagonischen Ost- und Westküste (42°/2° S : 12,8° bzw. 5° ; 50° S : 10° bzw. < 6°).

Ebenso drücken auch die Rand-, Neben- und Mittelmeere sowie die großen Binnenseen durch ihren temperaturmildernden Einfluß die Tagesamplituden ihrer näheren und weiteren Umgebung um durchschnittlich 1–3°.

Man vergleiche die Region der Großen Seen in Nordamerika, den Mittelmeerraum und die Umgebung des Schwarzen Meeres und Kaspi-Sees sowie ganz besonders das Küstenland des Persischen Golfes und südlichen Roten Meeres mit für die Trockenzone anomal niedrigen Amplitudenwerten, die hier durch besondere Klimaverhältnisse (Winterregen und tagesperiodische Windsysteme) bedingt sind<sup>39)</sup>. Auch in den Tropen ist der gleiche Effekt um die größeren Binnenseen herum deutlich erkennbar (Ostafrikanische Seen, Titicaca-See).

Im ganzen gesehen werden die thermischen Tagesamplituden allgemein von den Küsten aus binnenwärts größer, wobei in der Regel im Küstenhinterland eine deutliche Scharung der Isoamplituden erfolgt. Daraus resultiert überall ein im ganzen sehr ausgeprägter zentralperipherer Kontrast, der in Europa – die Iberische Halbinsel und den ganzen Südosten ausgenommen – am geringsten ist. Hier verzeichnet auch die von LAUTENSACH veröffentlichte Isanomalienkarte der Jahresschwankung, mit der unsere Karte der thermischen Tagesschwankung im äußeren Gesamtbild wie auch in vielen Details eine erstaunliche Ähnlichkeit besitzt, als einzigem außertropischen Kontinentalraum negative Anomalien der Jahresschwankung. Das gilt im Grunde ebenso für die europäischen Tagesschwankungen, die weitaus die niedrigsten festländischen Werte der ganzen Mittelbreiten darstellen und den hohen Ozeanitätsgrad des europäischen Klimas veranschaulichen.

Es sei hier schon darauf hingewiesen, daß in dieser Hinsicht in der Temperaturtagesschwankung noch ein weiteres differenzierendes Element steckt, das hier jedoch nur noch angedeutet werden soll.

Wir haben bisher immer die thermische Tagesamplitude in ihren Jahresmittelwerten betrachtet. Sie werden in der Regel aus zwölf verschiedenen Monatsmitteln der Tagesschwankung gewonnen, die im Jahresgang eine mehr oder minder ausgeprägte periodische Amplitude zwischen den Monaten der geringsten und der größten Tagesschwankung besitzen. Es sei das hier an einer europäischen Stationsreihe von Mallow (Südirland) bis Woronesh (Mittelrußland) kurz erläutert (vgl. Tab. 1). Diese Stationen, alle auf der gleichen Breite um 52° N gelegen, weisen ziemlich die gleiche mittlere

Tagesamplitude von 8,3–8,9° auf. In der Amplitude zwischen den Maxima und Minima der Monatswerte der Tagesschwankung verhalten sie sich jedoch sehr verschieden. Und zwar nehmen diese Werte, wie die Jahresschwankung der Temperatur, kontinenteinwärts laufend zu, wachsen also mit zunehmender Kontinentalität. Auf diesen Sachverhalt und die Möglichkeit seiner Anwendung soll jedoch erst in der angekündigten Arbeit über das Verhältnis der tageszeitlichen Temperaturschwankung näher eingegangen werden.

Stationen	Geogr. Länge	Tagesschwankung		Js °C
		m Ts	a Ts	
Mallow	8° 42'W	8,9	3,3	11,1
Greenwich	0°	8,3	5,0	13,6
Winterswijk	6° 43'E	8,3	5,6	16,1
Berlin	13° 18'E	8,3	6,2	18,9
Vasilivischi	29° 48'E	8,3	6,7	25,0
Woronesh	41° 28'E	8,9	8,9	30,6

Tab. 1: Die mittlere thermische Tagesschwankung (mTs) und ihre Jahresamplitude (aTs) auf 52° N in Europa, verglichen mit der Temperaturjahresschwankung (Js)

### Schluß

Insgesamt gesehen erscheint die Karte der thermischen Tagesschwankung, was im einzelnen noch genauer zu untersuchen bleibt, dazu geeignet, die thermische Kontinentalität in ihrer räumlichen Verteilung zu veranschaulichen, im Gegensatz zur Isanomalienkarte der Jahresschwankung auch in den Polargebieten und dort, wo die Küsten westöstlich streichen. Vor allem aber liefert sie ein verfeinertes Mittel zur Charakterisierung und kartographischen Abgrenzung der engeren Küstenklimate. Das gilt ganz besonders für die inneren Tropen, wo die minimalen und nur gering differenzierten Jahresschwankungen im Gegensatz zu den Subtropen und Mittelbreiten für diesen Zweck völlig versagen und dementsprechend auch die Isanomalienkarte der Jahresschwankung keinerlei räumliche Unterschiede liefert.

Zusammenfassend läßt die Weltkarte der aperiodischen Temperaturtagesschwankung demnach folgende globalen Gesetzmäßigkeiten der räumlichen Verteilung erkennen: 1. eine klar solar-klimatisch bedingte planetarische Zonierung, die weitgehend mit den Zonen der Globalstrahlung korrespondiert – 2. eine durch die unterschiedliche Verteilung von Land und Meer verursachte wechselnde Breite und Breitenlage der einzelnen Amplituden zonen – 3. einen breitenzonal sehr ausgeprägten zur Geltung kommenden westöstlichen Gegensatz – 4. einen in den tropischen und außertropischen Gebirgen mit umgekehrten Vorzeichen wirksamen Höhenwandel – 5. einen in den einzelnen Kontinenten als Ausdruck des maritim-kontinentalen Gegensatzes deutlich werdenden peripher-zentralen Wandel der Tagesamplitudenwerte mit je drei ausgeprägten Kerngebieten hoher Werte auf der Nord- und

<sup>39)</sup> FLOHN, H.: Klimaprobleme am Roten Meer (ERDKUNDE XIX, 1965, S. 179–191).

Südhalkugel. Diese regelhaften Änderungen im weltweiten Verteilungsbild der thermischen Tagesschwankung fügten sich zwanglos in die von LAUTENSACH entwickelten Vorstellungen von den vier Kategorien des geographischen Formenwandels ein: des planetarischen, vertikalen, west-östlichen und peripher-zentralen <sup>40)</sup>.

In dieser Form unterstreicht die Karte erneut auch die von H. LOUIS <sup>41)</sup> 1958 wieder stärker herausgestellte Bedeutung des solaren Bestrahlungsganges „als Fundamentalerscheinung der geographischen Klimaunterscheidung“. Aus den Bestrahlungsverhältnissen als Grundvoraussetzung für den Temperaturgang leitet LOUIS, wie das im Grunde ja auch schon früher geschehen, vier bzw. beidhemisphärisch sieben solare Hauptklimazonen ab: je zwei Polar-, Mittelbreiten- und Subtropen zonen sowie die Tropenzone. Sie sind, jede für sich, im ganzen durch typische Temperaturverhältnisse charakterisiert, die allerdings lokal und regional mehr oder weniger stark abgewandelt erscheinen. In diese solare Klimazonierung

<sup>40)</sup> LAUTENSACH, H.: Der geographische Formenwandel (Coll. Geogr. Bd. 3, Bonn 1952).

<sup>41)</sup> LOUIS, H.: Der Bestrahlungsgang als Fundamentalerscheinung der geographischen Klimaunterscheidung (In: Schlern-Schriften 190 = H. Kinzl-Festschr. Innsbruck 1958).

ordnet sich, wie hier aufgezeigt, auch die Tagesamplitudenzonierung der Temperatur in überzeugender und zusätzlich differenzierender Weise ein.

Da gegenüber einigen älteren Klimaeinteilungen (z. B. W. KÖPPEN, E. DE MARTONNE, C. W. THORNTON) mit weitgehend verwischter Zonierung einige neuere Klimagliederungen wie die von H. v. WISSMANN, N. CREUTZBURG <sup>42)</sup> und TROLL-PAFFEN bewußt wieder stärker auf die solar-klimatischen Grundtatsachen zurückgreifen und den planetarischen Gesichtspunkt in den Vordergrund rücken, wird damit die regelhafte räumliche Verteilung der Temperaturtagesschwankung für diese solarzonalen Klimaeinteilungen zu einem wesentlichen analytischen Element und wichtigen kennzeichnenden Kriterium. Das gilt besonders für die Jahreszeitenklimakarte der Erde von TROLL-PAFFEN, die im gleichen Maßstab und auf der gleichen Kartengrundlage wie die Weltkarte der aperiodischen Temperaturtagesschwankung entworfen und veröffentlicht wurde. Das erlaubt einen unmittelbaren Vergleich beider Karten und für jede ausgeschiedene Klimaregion zusätzliche Aussagen über die herrschenden thermischen Tagesamplituden.

<sup>42)</sup> beide in J. BLÜTHGEN, Allg. Klimageographie. Berlin 1964.

## DER „WANDERNDEN“ STROM

### Studien zur Talgeschichte des Indus

Mit 3 Abbildungen

HERBERT WILHELMY

#### Summary

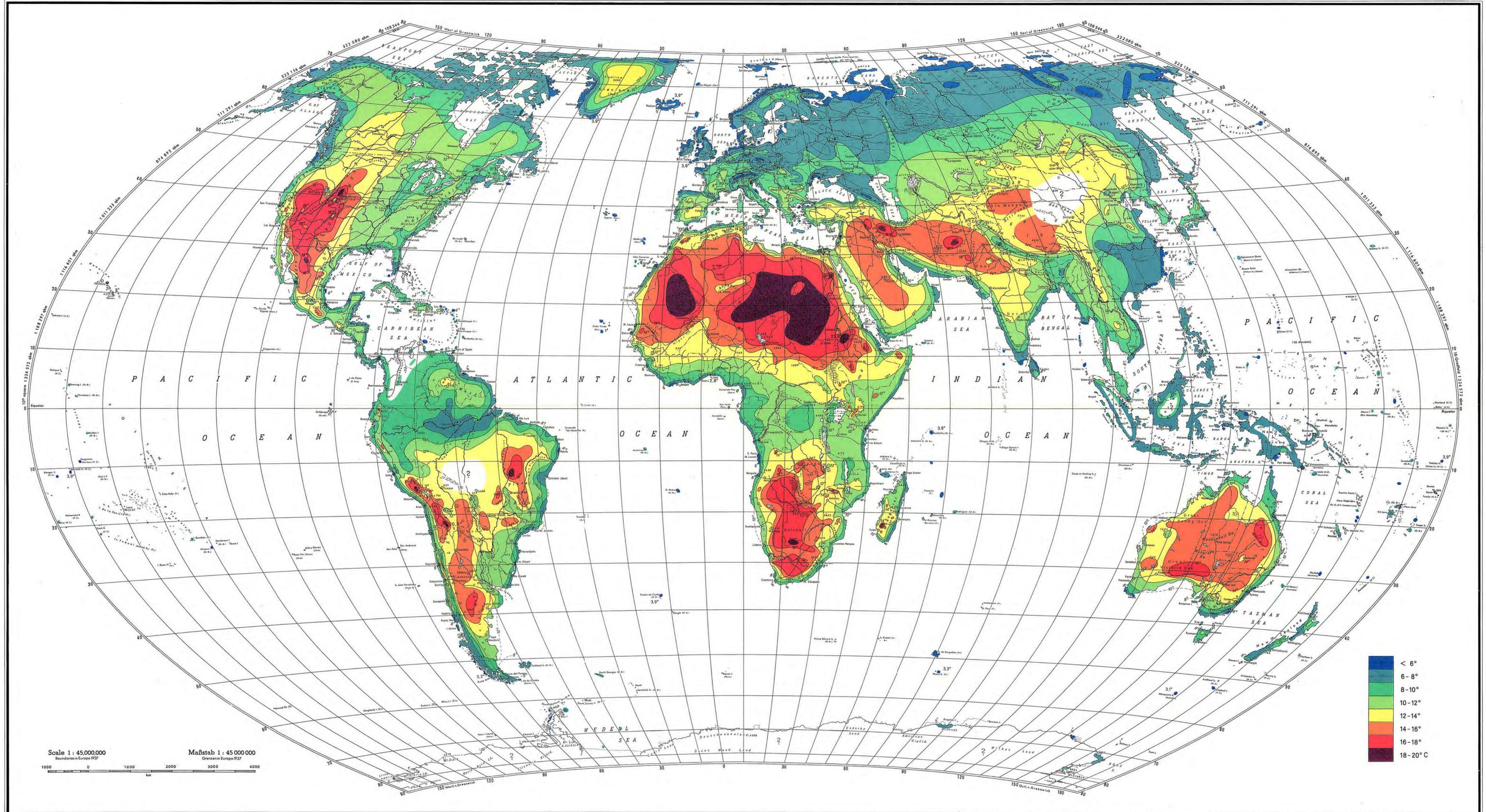
“The wandering stream”: studies in the history of the Indus Valley.

Frequent shifts in course are a characteristic feature of the Indus and its tributaries. The Pleistocene delta fans of the Punjab and the alluvial flats of the Sind are interlaced by old stream beds with deserted settlements along their edges. Lines of abandoned hilltop town sites reveal that they once lay along a river bank. Elongated depressions whose green cultivated plots stand out against the barren landscape, chains of salt lakes and meander elbows which are dried up or filled with stagnant water confirm the observation already made by early travellers, that the rivers of the Indus lowland invariably shift to the right. One can, in fact speak of a “law of westward stream migration”. Two principal tasks face the researcher in historical geography. On the one hand, by means of traceable former stream courses, to locate settlement sites for which literary evidence exists; on the other, with the help of settlement sites which are archaeologically evident on the ground, to reconstruct the courses of individual streams. In this paper, the author seeks to make such a contribution.

Für den Indus und seine Nebenflüsse sind häufige Laufverlegungen das bezeichnende Merkmal. Der pleistozäne Schwemmfächer des Panjab und die zwischen Mithankot und Hyderabad 100 bis 150 km breite Alluvialebene des Sind werden von alten, zu den heutigen Flüssen mehr oder weniger parallel verlaufenden Strombetten mit aufgegebenen Siedlungen an ihren Rändern und im weiten Umkreis verstreuten Tonscherben durchzogen. Linienartig sich aneinanderreihende verlassene Stadthügel, *thehs*, die den *tells* des Vorderen Orients entsprechen, lassen erkennen, daß sie einmal an einem Flußufer gelegen haben.

Die komplizierten Veränderungen des hydrographischen Netzes und eine durch die ständige Ablagerung von Sinkstoffen bewirkte allmähliche Aufhöhung der sich zwischen den Gebirgen Belutschistans im W und der Wüste Tharr im O ausdehnenden breiten Schwemmebene erschweren

# DIE APERIODISCHE TAGESCHWANKUNG DER TEMPERATUR AUF DER ERDE



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