

Geographische Analysis der ozeanischen Temperaturen am 45. Parallel

Von

Oberberggrat Fritz Kerner-Marilaun

k. M. Akad. Wiss.

(Vorgelegt in der Sitzung am 20. Mai 1920)

Soweit die Temperaturen auf den außertropischen Teilen der Ozeane durch geographische Erwägungen erklärbar sind, wurden sie von Hann und Woeikof, Köppen und Krümmel schon besprochen und klargestellt. Doch lohnt es sich, die thermogeographischen Probleme auch einer rechnerischen Prüfung zu unterziehen. Es zwingt dies, manche Annahmen schärfer zu fassen und es drängen sich dabei neue Fragen auf, deren notwendig werdende Beantwortung zu einer Vertiefung der Erkenntnis führt.

Wollte man die Weltmeerbecken mit Bezug auf ihre Thermik in den Mittelbreiten kurz kennzeichnen, könnte man den nordatlantischen Ozean übererwärmt, den südatlantischen kühl, den südindischen kalt nennen, den südpazifischen als normal warm und den nordpazifischen ob seiner großen Wärmeschwankung als — *sit venia verbo* — kontinental bezeichnen. Betreffs der Mitteltemperatur folgt er in der Reihe seinem südlichen Nachbar. Ziffermäßig läßt sich das ozeanische Temperaturverhältnis nicht eindeutig feststellen, da die Grundlagen hierfür schwankende sind. Als maßgebend kann man hier von neueren Darstellungen die Isothermenkärtchen der extremen und der mittleren Monate des ozeanischen Klimas und die Karten der Jahresisothermen in den Deutschen

Seewarte-Atlanten ansehen. Von älteren Zeichnungen kommen noch die Jahres-, Jänner- und Juliisothermen im Atlas der Meteorologie von Hann in Betracht. Eine genaue Bestimmung bringt folgende Werte zu Tag:

$\varphi = 45^\circ$		Nordatlantik	Südpazifik	Nordpazifik	Südatlantik	Südindik
Atlas der Deutschen Seewarte						
I	Jahresmittel	12·44	10·15	9·55	9·22	8·15
II	Extrememittel	12·40	10·96	9·86	9·33	8·70
III	Viermonatmittel	12·22	10·71	8·84	9·06	8·56
IV	$(I + 2 \times III) : 3$	12·29	10·52	9·08	9·11	8·42
Atlas der Meteorologie von Hann						
V	Jahresmittel	11·48	10·15	9·71	8·91	7·28
VI	Extrememittel	11·93	10·68	9·55	9·14	8·48
VII	$(V + VI) : 2$	11·71	10·42	9·63	9·03	7·87

Die Verschiedenheit der Bestimmungen erstreckt sich hier sogar auf die Reihenfolge der Werte, indem bei III und IV der Nordpazifik an vorletzte Stelle rückt. Die Wertabstände bei gleicher Aufeinanderfolge der Werte wechseln sehr, wie folgende Tabelle zeigt, in welcher die Abweichungen von den Temperaturen im Südpazifik stehen.

	Nordatlantik	Nordpazifik	Südatlantik	Südindik
I	2·29	— 0·60	— 0·93	— 2·00
II	1·44	— 1·10	— 1·63	— 2·26
III	1·51	— 1·87	— 1·65	— 2·15
IV	1·77	— 1·44	— 1·41	— 2·10
V	1·33	— 0·44	— 1·24	— 2·87
VI	1·25	— 1·13	— 1·54	— 2·20
VII	1·29	— 0·79	— 1·39	— 2·55

Die erhebliche Differenz zwischen den Werten von I und V im Nordatlantik und Südindik ist hier nicht minder auffällig als der große Unterschied zwischen jenen von I und III im nordpazifischen Ozean.

Als maßgebend wurden die unter IV stehenden Werte betrachtet; nur der für den nordpazifischen Ozean mußte — da er durch einen in seiner Tiefe ganz alleinstehenden Wert stark beeinflußt ist — als unzulässig erkannt werden und eine Erhöhung um mindestens 0.4° erfahren. Für die Temperatur des nordatlantischen Ozeans wurde angesichts ihrer viel tieferen Bemessung auf den älteren Karten der um 0.07 niedrigere, unter III stehende Wert gewählt. Im südindischen Ozean schiene es passender, nur den westlich vom Meridian des Kap Leuwin liegenden Teil zu betrachten, da sich der subtropische Stromkreislauf nur in diesem vollzieht. Man erhalte dann als Mitteltemperatur 8.35° .

Rundet man die gewählten Werte auf Zehntel ab und vergleicht sie mit den in gleicher Art gekürzten Werten der von Krümmel¹ für die Zone zwischen 40 und 50° erhaltenen mittleren Wassertemperaturen, so ergeben sich folgende einfache Beziehungen:

	Nordatlantik	Südpazifik	Nordpazifik	Südatlantik	Südindik
Lufttemperatur am 45. Parallel					
t	12.2	10.5	9.5	9.1	8.4
Δ		1.7	1.0	0.4	0.7
Wassertemperatur zwischen 40 und 50°					
t'	12.9	11.1	10.0	9.5	8.7
Δ'		1.8	1.1	0.5	0.8
$t' - t$	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3
$\Delta' - \Delta$		0.1	0.1	0.1	0.1

¹ Handbuch der Ozeanographie, p. 401. Nordatlantik 12.94 , Südpazifik 11.16 , Nordpazifik 9.99 , Südatlantik 9.46 , Südindik 8.67 .

In dem Verhalten der Differenzwerte $t' - t$ spiegelt sich der Unterschied in der Wärmekapazität zwischen Wasser und Luft wieder. Als Abweichungen von der nach Zenker für das reine Seeklima am 45. Parallel geltenden Mittelwärme von 10.4° erhält man:

Nordatlantik	Südpazifik	Nordpazifik	Südatlantik	Südindik
+ 1.8	+ 0.1	- 0.9	- 1.3	- 2.0

Analysis der erwärmenden Einflüsse.

Als kürzester Ausdruck für die Variable w in der geographisch-thermischen Grundformel $t = T + Aw - Bk$ ergibt sich für die Mittelbreiten der Quotient $\frac{p}{m}$, wenn p das Areal der Passattrift und m dasjenige der Westwindtrift bedeutet. Am einfachsten ist es, diese Areale als Breitenzonen zu messen. Der Umstand, daß das östliche Randstück der Passattriftzone die dieser zugeschriebene Funktion — Erwärmer zu sein — noch nicht erfüllt (da dort der kühle rückläufige Ast der subtropischen Stromellipse einbiegt), kommt dann in einer Minderung der Konstante A zur Geltung.

Der Flächenraum von p bestimmt sich aus den Breitenlagen der äquatorialen und polaren Grenze der Trift φ_i und φ_e . Zur Ermittlung dieser Werte ist die Kenntnis zweier weiterer Größen, die der Lage des Stromäquators und die des Randes der äquatorialen Rückströmung, φ_a und φ_g , nötig.

Lage der äquatorialen Gegenströmung.

Als mittlere Lage des Stromäquators ergibt sich aus den Deutschen Seewarte-Atlanten:

	Pazifik	Atlantik	Indik
Winter	6	$41\frac{1}{2}$	— 3
Sommer	$71\frac{1}{2}$	$81\frac{1}{2}$	—
Jahr	$63\frac{3}{4}$	$61\frac{1}{2}$	(— 3)

Dies läßt erkennen, daß die Stromgleicherlage vom Größenverhältnis der Meeresbedeckung in beiden Halbkugeln im Sinne einer Verschiebung in die wasserärmere Erdhälfte und vom Größenverhältnis der beiderseits des geographischen Gleichers gelegenen Teile des betrachteten Ozeans im Sinne einer Verückung in den größeren Meeresteil abhängt.

Das Auftreten zweier einander entgegen gerichteter Wirkungen der Meeresbedeckung bedeutet keinen Widerspruch, da es sich dabei um ganz verschiedene Vorgänge handelt; im ersteren Falle um Schwächung der Reibung, die dem Passatwind erwächst, im letzteren um einen Einfluß auf die äquatoriale Wasserbewegung. Man wird nicht fehlgehen, wenn man annimmt, daß die südhemisphärische Lage des Stromgleichers im Indischen Ozean dadurch bedingt ist, daß es dem sich im nördlichen Ozeanteile entwickelnden Kreislauf am nötigen Raume zu freier Entfaltung gebricht. Es mag dabei auch der Bestand der Halbinsel Dekan (+ Ceylon) mitspielen, der schon den sich der Küstengestaltung anschmiegenden Nordast der Strömung des Winters zu einem so weiten südlichen Vordrängen zwingt, daß der Gegenstrom über den Äquator hinaus zurückweichen muß. Im Atlantischen und Pazifischen Ozean kann dagegen die nordhemisphärische Kreisströmung ungestört verlaufen, so daß sich die dem Verhältnisse der Wasserflächen in beiden Halbkugeln entsprechende Lage des Stromäquators Geltung verschafft.

Zur Bestimmung der Konstanten in dem so aus dem Gesagten für die Breitenlage des Stromäquators abzuleitenden Ausdrücke

$$\varphi_a = A \left(\frac{F'}{F} - 1 \right) - B \left(\frac{f'}{f} - 1 \right)$$

hat man zunächst als Werte der Wasserbedeckung in beiden Halbkugeln (in 1000 km^2 nach Krümmel) F' (Süd) = 206246 und F (Nord) = 154882, welche sich wie 1.3316 : 1, das ist nahe wie 4 : 3 verhalten. An ihrer Stelle kann man auch die Wasserflächen bis zum 60. Parallel wählen, $F' = 186032$, $F = 137631$, deren Verhältnis 1.3517 : 1 dem vorigen sehr ähnlich ist.

Zwecks Ermittlung der passendsten Breitenausdehnung für die Zonenwerte f' und f wurden die Flächeninhalte der um 10° Breitenerstreckung wachsenden Zonen bis zum 40. Parallelkreis bestimmt. Der Quotient $f' : f$ soll sich in den weit gegen Süd und Nord vordringenden Meeren möglichst der Einheit nähern. Nach den Ausmessungen von Karstens ist das Verhältnis f' (Süd) : f (Nord):

$f' : f$	Pazifik	Atlantik	Indik
0—10	0·8938	0·9207	1·3834
0—20	0·9311	1·0118	1·7598
0—30	0·9810	1·0031	2·4382
0—40	1·0383	1·0217	3·4441

Die größte Annäherung an Flächengleichheit beiderseits des Gleichers wird im Pazifik und Atlantik bei den sich bis zum 30. Parallel erstreckenden Zonenstücken erreicht. (Die aus den Ausmessungen von Krümmel erhaltenen Werte sind 0·983 und 0·965.) Aus drei Bedingungsgleichungen erhält man sonach für die Lage des Stromäquators die Formel:

$$\varphi_a = 18 \cdot 67 \left(\frac{F'_{0-60}}{F_{0-60}} - 1 \right) - 6 \cdot 66 \left(\frac{f'_{0-30}}{f_{0-30}} - 1 \right),$$

welche die gemessenen Werte gut wiedergibt.

	Pazifik	Atlantik	Indik
Gemessen	6·75	6·50	— 3·00
Berechnet	6·70	6·55	— 3·00

Als mittlere Lagen der Ränder des äquatorialen Gegenstromes erhält man:

φ_g und φ'_g	Pazifik		Atlantik		Indik	
	N	S	N	S	N	S
Winter	$8\frac{1}{2}$	$4\frac{1}{2}$	7	$4\frac{1}{2}$	2	—10
Sommer	$11\frac{1}{2}$	$11\frac{1}{2}$	11	$2\frac{1}{2}$	—	—
Jahr	10	3	9	$3\frac{1}{2}$	—	—

Die mittlere Breitenerstreckung B des Gegenstromes beträgt so im Stillen Ozean 7° , die Durchschnittsbreite der dem im Atlantischen Ozean entwickelten keilförmigen Rückstromgebiete inhaltsgleichen Zone $5\frac{1}{2}^\circ$. Bildet man auch für das indische Weltmeer durch Halbierung des Breitenabstandes der Gegenstromränder im Winter ein fiktives Jahresmittel, so bekommt man 6° . Die Breitenerstreckung des äquatorialen Gegenstromes läßt so eine sehr schwache Zunahme mit wachsender Längenausdehnung L des Ozeanbeckens erkennen.

Aus den für den Stillen und Atlantischen Ozean geltenden Werten von L für die mittlere Breitenlage des Stromäquators (156 und 47) erhält man mittels der Relation $\log B = \log \alpha + \beta \log L$ die Formel:

$$B = 2 \cdot 5364 \cdot L^{0.20103}.$$

Für $B = 6$ ergibt sich dann $L = 72 \cdot 5$, ein Wert, der die Längenausdehnung des Indischen Ozeans in 3° Südbreite um einige Grade übersteigt. Für einen sich um den Erdkreis spannenden Ozean wäre $B = 8 \cdot 28$.

Im Größenverhältnis der Abstände der beiden Gegenstromränder vom Stromgleicher spiegelt sich auch die Verschiedenheit der Wasserbedeckungen beider Halbkugeln wieder. Im Stillen Ozean sind jene Abstände fast genau den Quadratwurzeln der hemisphärischen Wasserflächen proportional. Man hat hier

$$\frac{b'}{b} = \left(\frac{F'}{F} \right)^{0.49956}.$$

Für den Atlantischen Ozean ergibt sich der höhere Exponentialwert 0.63665 , der sich auf $\sqrt[3]{F^2}$ abrunden würde.

Ein übereinstimmendes einfaches Verhalten zeigt sich aber in beiden Ozeanen, wenn man die Areale der nord- und südhemisphärischen Teile derselben mit den besagten Abständen vergleicht. Der relative Größenunterschied dieser Areale ist — entsprechend dem Wegfall einer dem vom Indik auf das Verhältnis der Gesamtflächen ausgeübten Einflüsse entsprechenden Beeinflussung — geringer als der der hemi-

sphärischen Wasserflächen. Zwei verschiedene Bestimmungen nach Karstens und Krümmel ergeben hier folgende Werte:

$f' : f$	Pazifik		Atlantik	
	Karstens	Krümmel	Karstens	Krümmel
0—60	1·0967	1·1145	1·1660	1·1768
0—65	1·1420	1·1617	1·1871	1·2052
0—70	—	—	1·2083	1·2271

Hiernach sind die Breitenabstände der Rückstromränder vom Stromgleicher den Flächen der beiderseits des geographischen Gleichers gelegenen Ozeanteile proportional: $b' : b = f' : f$. Man erhält so die Ausdrücke:

$$b' = \frac{Bf'}{f+f'} \quad \text{und} \quad b = \frac{Bf}{f+f'}$$

sowie $b' = \frac{B}{2} + A$ und $b = \frac{B}{2} - A$, wobei $A = B \frac{(f' - f)}{2(f' + f)}$.

Da die Abgrenzung der Meeresflächen durch Breitenkreise eine künstliche ist, scheint es fraglich, ob eine erkannte Größenbeziehung zu derart begrenzten Flächen nicht als bloßer Zufall zu werten sei. Demgegenüber sei bemerkt, daß der Polarkreis (oder der ihm nahe 65. Parallel) im Nordpazifik die natürliche Grenze bezeichnet, im Nordatlantik mit der wenigstens einigermaßen als natürliche Grenze zu wertenden, durch Island bedingten Verengung zusammenfällt und daß in den südlichen Meeren die polwärts vom genannten Kreise gelegenen randlichen Teile nur mehr wenig als offene, den extrapolaren gleich zu achtende Ozeanflächen in Betracht kommen.

Lage der Passattrift.

Die Breitenlage des inneren Randes der Passattrift φ_i und φ'_i läßt sich schwer in einfacher Weise darstellen. Das Ablenkungsphänomen am Kap San Roque würde zunächst zu einem Differenzwert $\varphi'_g - M$ führen, wenn $M = \varphi'_g - \varphi_m$

und φ_m die geographische Breite einer Küstengestaltung ist, die die Trift von ihrem normalen Ziele abdrängt. Man hätte dann, wenn man die Südbreiten negativ nimmt, $\varphi'_i = \varphi_m = -5$, entsprechend einer Südwärtsverrückung des Innenrandes der nach Süden rückkehrenden Trift um $M = 3\frac{1}{2} - (-5) = 8\frac{1}{2}^\circ$. Um dann φ_m auch als Innenrand der Nordpassattrift zu erhalten, müßte man ein Abrücken dieses Randes vom äußeren Triffrande durch eine Addierung von M zu φ_g anzeigen, zugleich aber sein Überspringen auf die andere Seite des Stromäquators als eine Änderung in negativem Sinne betrachten.

In der Südsee bietet die Lage von φ'_i ein Bild größten jahreszeitlichen Wechsels. Im Nordwinter drängt alles südwärts der äquatorialen Rückströmung befindliche Wasser gegen SW bis SO. Im Nordsommer herrscht aber nur jenseits einer Linie, die von den Marquesas über die Samoas und Neukaledonien zum Ostkap Australiens (Kap Byron) zieht, Abstrom gegen Süd und wirkt dieses Kap als Stromteiler. Bildet man aus allen Winter- und Sommerwerten von φ'_i ein Jahresmittel, so wird dieses zu $-8\frac{3}{4}$ gefunden. Dies stimmt wohl zu dem früher gewählten Ausdrucke, insofern sich dieser Wert jenem nähert, der in der Südsee als Wert vom φ_m in Betracht kommt: die Breitenlage der Südostspitze Neuguineas, die ja, wie schon Hann sagt,¹ als Stromablenker eine ähnliche Rolle wie das Kap S. Roque spielt. Wenn φ'_i in der Südsee immerhin noch um zwei Breitengrade von φ_m abweicht, da die Südspitze Neuguineas in $10\frac{1}{2}^\circ$ liegt, stört dies die Analogie mit dem Atlantischen Ozean nicht, da ja dort der äußerste Landvorsprung, das Kap Branco bei Parahyba, auch erst in 7° Südbreite liegt, obgleich schon der fünfte Parallel als Stromteiler der Südostpassattrift erscheint.

Ein Unterschied liegt aber darin, daß dort φ_m auch der wirkliche, im Jahreslaufe kaum sich ändernde Wert von φ'_i ist, im Stillen Ozean aber nur einem aus sehr wechselnden jahreszeitlichen Lagen abstrahierten Mittelwerte von φ'_i entspricht. Die Lage von φ_i im Stillen Ozean läßt aber die früher

¹ Handbuch der Klimatologie, 3. Aufl., I. Bd., p. 178.

gefundenen Darstellungsweise nicht zu. Der vollen Abgeschlossenheit des nordpazifischen Stromringes entspricht die Gleichung $\varphi_i = \varphi_g$, analog der Sachlage in einem Ozean mit lückenlosem, meridional verlaufenden Westrand ohne Vorsprung, der eine Triftablenkung bedingte. Die zwischen φ'_i und φ'_g gelegenen Wassermassen treten im Stillen Ozean nicht in den nordhemisphärischen Kreislauf über. Sie erscheinen wie ein enorm verbreiteter Außenast der südlichen der zwei äquatorialen Stromschleifen, deren sich am Stromgleicher berührende Innenäste die äquatoriale Rückströmung bilden. Der Mangel des Zwanges zum Übertritte in den nordhemisphärischen Kreislauf leitet sich für diese Wässer wohl aus der Lückenhaftigkeit der Westküste des tropischen Pazifik ab. Doch mögen andere Umstände auch einen wohl denkbar scheinenden zwanglosen Übertritt hemmen.

Von dem Maße, in welchem man schon dem Dasein von Lücken im westlichen Beckenrande bei der Trennung des nordpazifischen Stromringes von den südlichen Strömungen eine Rolle beimißt, hängt es auch ab, welche Bedeutung für die Strömungen im Atlantischen Ozean man einer Überflutung des Isthmus von Panama zuschriebe.

Um doch auch die Lage von φ_i im Stillen Ozean in den Rahmen der hier versuchten einfachen Darstellung zu zwängen, müßte man M mit einem Faktor behaften, der für einen von Lücken durchbrochenen westlichen Ozeansaum $= 0$ würde. (Produkt aus den Landbedeckungen seiner Teilstrecken.) Es ist hier der Platz, zu bemerken, daß manche Schilderungen der ozeanischen Zirkulation zu dem Mißverständnisse führen könnten, daß schon die Verrückung einer inneren Passattriftgrenze auf die andere Hemisphäre dieser letzteren Wärme bringe. Dies trifft nicht zu, da solches Übergreifen ja gerade das höchst erwärmte Wasser jener Halbkugel dem Kreislaufe der ersteren einverleibt. Allein nur der Bestand einer Küstenform, welche den über den Gleicher übergreifenden Strom an der Rückkehr in die eigene Halbkugel hemmt, bringt der anderen einen Zuschuß an Wärme.

Für den südindischen Ozean ist $\varphi_i = \varphi_g = -10^\circ$, sofern man am Schema der Einschaltung eines Paares geschlossener

äquatorialer Stromschleifen zwischen die subtropischen Kreisläufe festhält,¹ denn dann wären die nordwärts von 10° Südbreite nach West drängenden Wasser dem Außenaste der südlichen jener Schleifen zuzuzählen. Die Stromspaltung am Kap Delgado erscheint dann als die normale Trennung dieses Astes von der Passattrift an einer meridional verlaufenden Küste. Andernfalls wäre diese Spaltung als ein dem Phänomen am Kap S. Roque analoger Vorgang, als Abdrängung eines Teiles der Südostpassattrift in die nördliche Hemisphäre zu werten. Dann hätte man $\varphi'_g = -5^\circ$ (Winter -7° , Sommer -3°) und $\varphi'_i = \varphi_m = -10^\circ$.

Die Lage des polaren Randes der Passattrift φ_e und φ'_e läßt keine eindeutige Feststellung zu, da es sich hier nicht um die relativ scharfe Scheidung von einem Gegenstrom oder von einer abgelenkten Trift, sondern um die Legung eines künstlichen Schnittes durch eine polwärts stetig abflauende Wasserbewegung handelt. Dieses Abflauen findet allerdings nicht so gleichmäßig statt, daß man von einer willkürlichen Grenzziehung sprechen müßte. Im vorliegenden Falle kommt es weniger darauf an, daß der Schnitt an der Stelle der raschesten Änderung geführt wird, als vielmehr darauf, daß er in allen Ozeanen an analoger Stelle erfolgt.

Der auf den Strombildern bevorzugte Vorgang, die Triften des Nordostpassats bis zum 20. Parallel zu zeichnen, bedeutet, da im Nordatlantik die Stromstärke nördlich von dieser Breite sehr langsam sinkt und Krümmel von der nördlichen Südsee sagt, daß noch bei 25° starker Oststrom sei, die polare Abgrenzung der noch in voller Kraft entfalteten Trift. Man wird dann dem Begehren nach Gleichmäßigkeit der Grenzziehung beiderseits des Äquators gerecht, wenn man die südatlantische Passattrift bis zum 15. Parallel, die südindische im Jahresdurchschnitt bis zum 25. Parallel reichen läßt. Etwas unsicher bleibt die Grenzziehung im südlichen Pazifik. Der Südrand des schmalen Bandes größter Stromstärke am Gleicher kommt hier nicht in Betracht, da er noch nördlich von dem hier ermittelten Durchschnittswerte von φ'_i liegt. Als passendstes

¹ Krümmel, Handbuch der Ozeanographie, II. Aufl., II. Bd., p. 414.

Analogon zu den für die anderen beiden Südozeane gewählten Werten von φ'_e ergibt sich für die Südsee die Breitenlage des äquatorialen Scheitels der gleich westlich von Südamerika zwischen San Ambrosio und der Osterinsel entwickelten Kreisströmung. Die Mittellage dieses Scheitels tangiert der 15. Parallel.

Als Abstand des polaren Randes der Passattrift vom Stromgleicher erhält man sonach im Mittel aus den drei Südozeanen 22° , im Mittel aus den zwei nordhemisphärischen Becken 13° . In diesen Werten spiegelt sich die Ungleichheit der Wasserbedeckung beider Erdhälften in verstärktem Maße wieder. Verschiebe man die Stromgrenzen in den Südozeanen noch um einen Breitengrad polwärts, so würden die besagten Abstände fast den Quadraten der hemisphärischen Meeresflächen proportional, da 23×9 nahezu $= 13 \times 16$ ist.

Für die gefundenen Werte von d und d' ($13\frac{3}{8}$ und $21\frac{3}{4}$) verringert sich der Exponent der ihnen proportionalen Potenzen von F und F' auf 1.7 (genau 1.6694). Bezeichnet man der Kürze halber die Summe dieser Potenzgrößen mit Σ , ihre Differenz mit Δ und setzt $d + d' = D$, so ist demnach:

$$d = \frac{DF^{1.7}}{\Sigma} = \frac{D}{2} \left(1 - \frac{\Delta}{\Sigma}\right)$$

und

$$d' = \frac{DF'^{1.7}}{\Sigma} = \frac{D}{2} \left(1 + \frac{\Delta}{\Sigma}\right).$$

Setzt man $F' : F = Q$ und nimmt für D dessen numerischen Wert, so ist:

$$d = \frac{35 \cdot 12}{Q^{1.7} + 1} \quad \text{und} \quad d' = \frac{35 \cdot 12 Q^{1.7}}{Q^{1.7} + 1}.$$

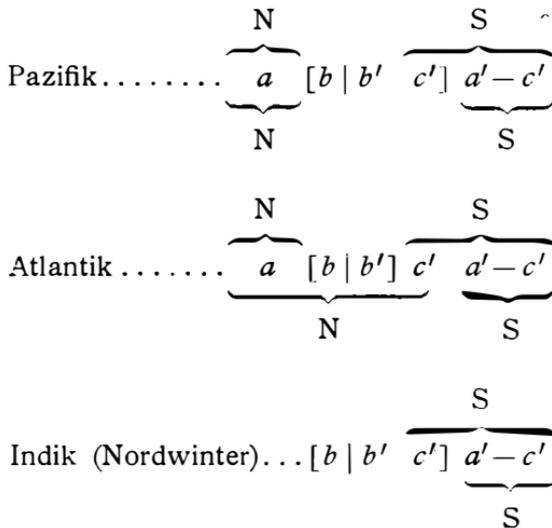
$D : 2 = 17\frac{1}{2}$ wäre die Breitenlage des äußeren Randes der Passattrift bei Gleichheit der Wasserbedeckung auf beiden Halbkugeln. Für ein Verhältnis der hemisphärischen Meeresflächen von 3 : 2 wäre $d = 11.7$, $d' = 23.4$, für $F' = 2F$ hätte man $d = 8.3$ und $d' = 26.8$.

Wärmewirkung der Passattrift.

Stellt man die im vorigen bestimmten mittleren Breitenlagen der den Stromverlauf innerhalb der Tropen kennzeichnenden Grenzlinien zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

	φ_e	φ_i	φ_g	φ_a	φ'_g	φ'_i	φ'_e
Pazifik	20	10	10	$6\frac{3}{4}$	3	$-8\frac{3}{4}$	-15
Atlantik	20	9	9	$6\frac{1}{2}$	$3\frac{1}{2}$	-5	-15
Indik	—	—	$(-1\frac{1}{2})$	-3	$(-6\frac{1}{2})$	-10	-25

Setzt man $\varphi_i - \varphi_g = c$, $\varphi'_i - \varphi'_g = c'$ und $d - b = a$, $d' - b' = a'$, so hat man für die mittlere Lage der Stromzonen, wenn man ihre ursprüngliche Anordnung durch übergesetzte Klammern, ihre durch morphogene Ablenkung erzeugte Verbindung durch untergesetzte Klammern bezeichnet, folgendes Schema vor sich:



Für den Anteil p der Passattriften an der Speisung der subtropischen Stromläufe bekommt man, wenn man c und c' da, wo sie = 0 werden ($\varphi_i = \varphi_g$), in Klammern setzt:

$$\begin{aligned}
 \text{Nordpazifik} & \dots\dots d - [b + (c)] & = a \\
 \text{Nordatlantik} & \dots\dots d - [b + (c)] + c' & = a + c' \\
 \text{Südpazifik} & \dots\dots d' - [b' + c'] & = a' - c' \\
 \text{Südatlantik} & \dots\dots d' - [b' + c'] & = a' - c' \\
 \text{Südindik} & \dots\dots d' - [b' + c'] & = a' - c'
 \end{aligned}$$

Als mittlere Breitenerstreckung der drei ozeanischen Strömungen der Tropen hat man demnach:

	Nordost- passattrift	Äquat. Gegenstrom	Südost- passattrift
Pazifik.....	10	7	6 $\frac{1}{4}$
Atlantik.....	19 $\frac{1}{2}$	5 $\frac{1}{2}$	10
Indik.....	—	(6)	15

Die dem nordatlantischen Ozean zukommende Strömungszone ist sonach im Jahresdurchschnitte dreimal so breit als die dem südpazifischen Weltmeere zugehörige und doppelt so breit als die im nordpazifischen und südatlantischen Ozean. Das Areal der zwischen φ_i und φ_c gelegenen Zone ist der einfachste und roheste Wert für den Zähler der Variablen im positiven Gliede der thermogeographischen Formel (siehe p. 4). Es fragt sich, inwieweit man ihn auf einfache Art in einen feineren und besseren umformen könne.

Die thermische Wirkung einer Passattrift hängt außer von ihrer Wassermasse auch von ihrer Wärme und Geschwindigkeit ab. Die Wärmewirkung läßt sich, wenn man der Einfachheit halber den Größeneinfluß nicht durch das Volumen, sondern durch das Areal ausdrückt — statt durch die Mittelwärme der ganzen Wassermasse —, durch die Oberflächentemperatur angeben. Diese ist bei den Passattriften verschieden. Aus Krümel's 10°-Zonentemperaturen¹ ergeben sich als ungefähre Werte:

¹ Handbuch der Ozeanographie, II. Aufl., I. Bd., p. 401.

Nordpazifik	Nordatlantik	Südpazifik	Südatlantik	Südindik
26·4	25·9	25·3	24·5	24·9

Die nordpazifische Passattritt ist sonach um 2° wärmer als die südatlantische. Von den beiden Ursachen dieser Unterschiede kommt hier zunächst die Ungleichheit der mittleren Abstände vom Äquator in Betracht.

Soweit die Luftwärme über den Passatritten von deren Breitenlage abhängt, ist sie der in ebensolcher Lage im reinen Seeklima herrschenden gleichzusetzen. Von den für dieses Klima von verschiedenen Forschern gefundenen Werten werden — wie ich gezeigt habe¹ — jene von Zenker² durch die Formel

$$T\varphi = -P + A \cos \varphi + B \cos^2 \varphi$$

in den tropischen Breiten gut wiedergegeben. Man kann so, wenn man für P Zenker's Poltemperatur auf einer Wasserhalbkugel = $-8\cdot7$ und für A und B die von mir gefundenen Werte $5\cdot838$ und $29\cdot187$ einsetzt, mittels der Relation

$$\int (-P + A \cos \varphi + B \cos^2 \varphi) \cos \varphi d\varphi =$$

$$-P \sin \varphi + A \left(\frac{1}{4} \sin 2\varphi + \frac{1}{2} \varphi \right) +$$

$$+ B \left(\frac{1}{12} \sin 3\varphi + \frac{3}{4} \sin \varphi \right)$$

leicht die Mitteltemperatur der Passattrittzonen bestimmen. Für

$$T_m = \frac{\int_{\varphi_i}^{\varphi_e} T\varphi \cos \varphi d\varphi}{\sin \varphi_e - \sin \varphi_i}$$

¹ Zur Kenntnis der zonalen Wärmeänderung im reinen Land- und Seeklima. Diese Sitzber., II a, 128. Bd., 1. Heft.

² Der thermische Aufbau der Klimate aus den Wärmewirkungen der Sonnenstrahlung und des Erdinnern. Nov. Act. der Leop. Car. Akad., LXVII.

erhält man so die folgenden Werte:

Nordpazifik	Nordatlantik	Südpazifik	Südatlantik	Südindik
24·1	25·1	24·9	25·3	23·3

Die starke Stromkühlung durch das westafrikanische Küstenwasser drückt sich hier darin aus, daß der südatlantische Wert der höchste ist und um fast 1° höher als in der vorigen Reihe erscheint, obwohl jene doch Wassertemperaturen bringt. Wie man sieht, bedingt die Rücksichtnahme auf den mittleren Gleicherabstand nur eine geringe Korrektur des Flächenwertes als Ausdruck der thermischen Wirkung der Passattrift auf die mittleren Breiten. Als Korrekturfaktor käme der Quotient der Gleicherwärme $T_A = 26·3$ in die Mittelwärme der Passattriftzone T_P in Betracht. Als Werte desselben erhält man:

Nordpazifik	Nordatlantik	Südpazifik	Südatlantik	Südindik
0·916	0·954	0·947	0·962	0·886

Der zweite Grund der Temperaturverschiedenheit der Passattriften, die Ungleichheit der Kältezufuhr von Seiten der rückläufigen, Tiefenwasser aufschleppenden Ströme, kommt hier insoweit in Betracht, als sie aus Unterschieden in der Verlaufsrichtung der subtropischen Ostküsten erwächst.

Insoweit sie durch schon weiter polwärts entwickelte Wärmeunterschiede bedingt ist, kann sie aber nicht im positiven Gliede der thermogeographischen Formel einen Ausdruck finden.

Einen Vergleich der Küstenverläufe an der Ostseite der aus den Mittelbreiten rückkehrenden Ströme kann man auf Grund der Annahme machen, daß die für eine kraftvolle Stromentfaltung mit reichlichem Grundwasserauftrieb günstigste Sachlage die sei, daß die Rückströmung von der Passattrift

um 45° abweicht. Bestimmt man innerhalb des Gürtels von 5 bis 30° für 5° -Zonen das Supplement zum Divergenzwinkel zwischen Passattrift und Rückstrom und multipliziert es mit $2:3$, so daß sich als Bestwert 90° ergibt, kommt man zu folgenden Zahlen:

Nordpazifik	Nordatlantik	Südpazifik	Südatlantik	Südindik
24·4	58·2	72·5	67·7	—

Abgesehen vom südindischen Ozean, welchem bei dem Mangel von Geschlossenheit gegen Osten hin eine Sonderstellung zukommt, tritt hier der nordpazifische in Gegensatz zu den anderen Weltmeeren. Es drängt dort der mit westlicher Komponente dem Äquator zustrebende Strom mehr von der Küste ab und es muß so der Rückersatz nicht ganz durch Auftriebwasser bestritten werden. Auch in dem Bild der Wasserisothermen spiegelt sich der in den vorigen Werten ausgedrückte Gegensatz wieder, indem diese Linien im Kalifornischen Strome quer zur benachbarten Küste verlaufen, während sie sich in den anderen Weltmeeren in den Regionen mit Wasserauftrieb dem Streichen der Küste anschmiegen.

Als mittlere Wasserwärme im Gürtel zwischen 10 und 20° , welcher im Nordpazifik der Passattrift entspricht und als Differenz gegen diesen Triftwert fand Krümmel:

Nordpazifik	Nordatlantik	Südpazifik	Südatlantik	Südindik
26·4	25·6	25·1	23·3	25·8
0·0	— 0·8	— 1·3	— 3·1	— 0·6

Der thermische Einfluß des abweichenden Küstenverlaufes im Nordpazifik wird durch die Wärmeunterschiede gegen den Nordatlantik und Südpazifik noch nicht voll aufgezeigt, da die Mittelwärme der nordpazifischen Westwindtrift um $0·8^\circ$ unter der Normaltemperatur ihrer geographischen Breite liegt. Eine

zutreffende Berücksichtigung des thermischen Einflusses des kalten Küstenwassers im positiven Gliede der aufzustellenden Formel stößt aber auf Schwierigkeiten, da er sich vom Einflusse der Temperatur der Westwindtrift nicht scharf trennen läßt, dieser letztere aber nicht schon im positiven Formelgliede seinen Ausdruck finden kann.

Als Durchschnittswert der örtlich wie auch zeitlich großen Wechselln unterworfenen Stromstärke der nordpazifischen Passattrift gibt Krümmel 15 Seemeilen an. Nach niederländischen Messungen ist sie im westlichen Stromteile 14·5 Seemeilen. Die nordatlantische Passattrift strömt nach Krümmel durchschnittlich 16 Seemeilen im Etmal. Für den auf die Nordhalbkugel übergreifenden Ast des südatlantischen Äquatorialstromes ergeben die Berechnungen von Kapitän Hoffmann für die Zone von 4° N bis 4° S eine mittlere Geschwindigkeit von 21 Seemeilen im Etmal, andere Quellen noch etwas mehr. Für den auf der Südhalbkugel verbleibenden Stromast kann man, da die mittlere Stärke in der Zone zwischen 8 und 10° S nach Hoffmann 16 Seemeilen beträgt, als Durchschnittsgeschwindigkeit einen etwas geringeren Wert: 15 oder 14 Seemeilen annehmen. Die durchschnittliche Stromstärke im Gürtel zwischen 10 und 25° im südindischen Weltmeere ist trotz der für die nördliche Randzone dieses Gürtels gefundenen hohen Zahlen auf nicht mehr als 16 Seemeilen zu schätzen.

Schwieriger ist es, für die Zone zwischen 9 und 15° in der südlichen Südsee zu einem Schätzungswerte der mittleren Stromstärke zu gelangen. Da in dieser Zone, besonders im Nordwinter, schon ein Abkurven von Stromfäden gegen SW erfolgt, wird man höchstens 10 bis 12 Seemeilen ansetzen können.

Es wird so in dem Ausdrucke für die thermische Wirkung der Passattrift eine Berücksichtigung der Stromstärke zu erzielen sein, wenn man das Areal des südhemisphärischen Astes der nordatlantischen Trift um ein Drittel erhöht, jenes der süd-pazifischen Trift um ein Drittel vermindert und die Areale der übrigen Passattriften unverändert läßt. Genauere Korrekturen sind bei dem Charakter der Stromstärkemittel

als schätzungsweise Durchschnittswerte sehr variabler Größen nicht tunlich.

In der im vorigen gewählten zonalen Begrenzung nehmen die Passatritten nach Karstens (P_I) und Krümmel (P_{II}) folgende Areale ein, denen die von der Zone zwischen 40 und 50° eingenommenen Flächen (M) und die Quotienten $P : M$ sogleich angereicht seien (in Tausenden von Quadratkilometern).

	Nord- pazifik	Nord- atlantik	Süd- pazifik	Süd- atlantik	Süd- indik
P_I	16940	14458	9812	5962	13898
P_{II}	16349	14020	9398	5447	12837
M_I	7651	5184	11940	(7436)	11066
M_{II}	7455	4997	10978	7436	(11066)
$P_I : M_I$	2·214	2·789	0·822	0·802	1·256
$P_{II} : M_{II}$...	2·193	2·807	0·856	0·733	1·160

Die Unterschiede zwischen beiden Ausmessungen sind zum Teil ziemlich groß (besonders für P im Südindik und für M im Südpazifik). Den Werten von Karstens sei, da sie auf genaueren Rechnungen fußen, der Vorrang eingeräumt. Bringt man an ihnen die vorhin erhaltene Wertverbesserung in bezug auf den Gleicherabstand (P'_I) = teilweise Temperaturkorrektur und nebst ihr noch die für die Stromstärke an (P''_I), so ergeben sich folgende Werte:

	Nord- pazifik	Nord- atlantik	Süd- pazifik	Süd- atlantik	Süd- indik
P'_I	15517	13807	9292	5735	12314
$P'_I : M_I$	2·028	2·663	0·778	0·771	1·113
$P''_I : M_I$	2·028	3·001	0·519	0·771	1·113

Diese Quotienten stellen die Werte der Variablen des positiven Gliedes der aufzustellenden Formel dar.

Der 45. Parallel fällt nicht überall mit der Stromachse der durchschnittlich 10° breiten Westwindtrift zusammen. Dem Gedankenkreise, aus welchem die hier zu entwickelnde Formel entspringt, entspräche es, als Nenner des Bruches, in dessen Zähler der Flächenraum der Passattrift erscheint, das Areal der Westwindtrift zu setzen. Der mit der Aufstellung der Formel erstrebte Zweck erheischt es aber, als Schauplatz der sich treffenden Wärme- und Kälteeinflüsse stets dieselbe Zone, die zwischen 40° und 50° gelegene, anzunehmen. Man würde die Vergleichbarkeit der zu gewinnenden thermischen Bilder gefährden, wollte man die sich in Breite und mittlerer Breitenlage unterscheidenden Passattriften in ihrer Wärmewirkung auf Erdgürtel von ebenfalls verschiedener Breitenlage darstellen.

Analysis der abkühlenden Einflüsse.

Mannigfaltiger als die Ursachen der Wärmezufuhr sind bei den Westwindtriften die Anlässe zur Erkaltung. Sie bedürfen der Darstellung durch mehrere Formelglieder und lassen sich nicht in einen Ausdruck vereinen. Wenn vorhin als das Areal, in welchem sich das Wasser der Passattriften verteilt, nur die Zone der Westwindtriften in Ansatz kam, so hatte dies den Grund, daß die subtropischen Kreisströme als antizyklonale Phänomene stromlose Areale von elliptischer Gestalt umschließen und man die Areale der aufsteigenden und rückläufigen Äste dieser Ströme als bloße Durchzugsstraßen des Passattriftwassers ansehen kann. Die Kreisströme der höheren Breiten sind dagegen zyklonal, ohne stromlose Kerne und scheinen so befähigt, die ganze Wassermasse der Subpolarzone mit den Westwindtriften zu vermischen. Als Variable im negativen Gliede der thermogeographischen Formel käme so zunächst der Quotient $\frac{z+q}{m}$ in Frage, in welchem z das Areal des zwischen dem 50. Parallel und dem Polarkreise gelegenen, q das Areal des innerhalb dieses Kreises befindlichen Ozeanteiles ausdrückt und m seine frühere Bedeutung beibehält. Die so gewinnbaren Abkühlungswerte sind jedoch nicht streng vergleichbar, da die Tempera-

turen polwärts von den Mittelbreiten rasch abnehmen und so den Teilzonen der Areale von $z + q$ verschiedenes thermisches Gewicht zukommt. Die hieraus erwachsenden Unstimmigkeiten sind jedoch nicht groß, da sich die Ozeane — mit Ausnahme des nordpazifischen — bis über den Polarkreis hinaus ungefähr entsprechend dem Breitenkosinus verjüngen.

Die thermische Wirkung der Eisberge auf die Westwindtriften läßt sich so auffassen, daß zunächst eine Abkühlung der polwärts vom 50. Parallel gelegenen Wasser erfolgt und diese sich dann auf die Zone zwischen 40 und 50° überträgt. Die Wirkung scheint so unabhängig von dem Areal der Wasserfläche $z + q$ und kann mit dem abkühlenden Einflusse dieser Fläche in einen Ausdruck mit gemeinsamem Nenner vereint werden. Die abkühlende Wirkung der Eisberge ließe sich zunächst der Längserstreckung der vergletscherten Küsten des Zirkumpolaregebietes proportional setzen. An Stelle dieser Werte könnte man auch die Quadratwurzeln der Landbedeckungen dieses Gebietes nehmen. Da jedoch im allgemeinen mit der Vergrößerung einer Bergmasse deren Erhebung wächst, wäre aber zu vermuten, daß mit steigender Flächenausdehnung eines polaren Gebietes die Gletscherentwicklung an seinen Küsten mehr als bloß im Verhältnis zur Quadratwurzel seiner Vergrößerung zunimmt. Diesem Umstand könnte man durch Wahl des Exponenten $\frac{2}{3}$ an Stelle von $\frac{1}{2}$ für u , die polare Landentwicklung, Genüge tun.¹

Es ginge nun aber nicht an, die Bedeckungsart einer Zone (hier der Polarkappe) als gleichzeitig in zwei entgegengesetzten Sinnen thermisch wirksam in die Formel einzuführen, wie dies der Fall, wenn man bei Einsatz der soeben genannten Größe an dem vorigen Ausdrucke $\frac{z + q}{m}$

festhielte. Es empfiehlt sich darum, das Glied q in jenem Ausdrucke wegzulassen, so daß sich für die Gesamtabkühlung

¹ In einer Formel, die (wovon aber hier wie in allen bisher von mir aufgestellten thermogeographischen Formeln abgesehen wurde) auch die Seehöhe als Variable einbezöge, wäre $\sqrt{u} h$ zu setzen, worin h der Mittelhöhe des Zirkumpolarlandes entspräche. Auf völlig flachem Lande käme es zu keiner Gletscherbildung und bliebe die abkühlende Wirkung der Eisberge = 0.

dann der Quotient $\frac{z + u^{2/3}}{m}$ ergibt. Woeikof nahm als die Linie, an welcher in den höheren Breiten Meer und Land ihre Rollen als Kälteförderer tauschen, den 70. Parallel an.¹ Da sich jedoch die Antarktis in den indischen Längen bis zum südlichen Polarkreise vorstreckt, andererseits der Nordpazifik nur bis zum nördlichen Polarkreise reicht, mag wohl der die polare und subpolare Zone trennende Kreis als obige Grenzlinie gelten. Natürlich ist dabei nur an eine abkühlende Wirkung der zur Gänze innerpolaren Länder gedacht. Die über den Polarkreis hinausgreifenden, jedoch gletscherfreien Teile Nordamerikas und Sibiriens kommen aber nicht als Uferländer des nordatlantischen Ozeans in Betracht.

Im Durchschnitt aus zwei auf verschiedene Kartengrundlagen gestützten Messungen wurden für die den drei Weltmeeren zugehörigen Teile der Antarktis folgende Flächenmaße (in $1000 \times 1000 \text{ km}^2$) gefunden:

Südpazifik	Südatlantik	Südindik
3·850	2·636	6·447

Unter Zuzug eines Schätzwertes von $u = 2\cdot000$ für den Nordatlantik ergeben sich dann folgende Werte:

	Nordpazifik	Nordatlantik	Südpazifik	Südatlantik	Südindik
$u^{2/3}$	—	1·587	2·456	1·908	3·464
z	6310	5252	15431	9451	13652
$z + u^{2/3}$	0·726	1·319	1·498	1·527	1·547
m					

Hiernach geht von den drei Südozeanen eine fast gleich große abkühlende Wirkung aus.

¹ Gletscher und Eiszeiten, p. 54.

Das Ausmaß der Vermischung zwischen den Westwindtriften und den polwärts von ihnen liegenden Wassermassen ist aber je nach den geographischen Verhältnissen sehr ungleich und erheischt zu seiner Darstellung die Einführung besonderer Variabler in die thermogeographische Formel. In einem weltumspannenden Ozean können die sich folgenden Luftwirbel des subpolaren Erdgürtels doch nur ein wechselseitiges Übergreifen von Stromfäden bedingen. Daß da die Westwindtrift an den subantarktischen Wässern vorbeistreicht, ohne sich mit ihnen stärker zu mischen, zeigt sich in der Mitte des Südpazifik, wo diese Trift normal warm bleibt, obschon sie von den Tropen her verhältnismäßig wenig Wärme empfängt.

Die Vorbedingung dafür, daß sich eine lebhaftere Zirkulation in Gang setzt, ist das Auftreffen der Westwindtrift auf einen meridional verlaufenden Küstensaum, das zu ihrer Ablenkung in der Richtung gegen den Pol hin führt. Als Hauptbedingung für die Entfaltung eines lebhaften Wasseraustausches zwischen den mittleren und höheren Breiten ist aber eine verhältnismäßige Enge des subpolaren Ozeanteiles erkennbar, die zur Entwicklung einer tiefen ständigen Zyklone in der kälteren Jahreshälfte Anlaß gibt.

Man wird so zu einem Ausdrucke $\frac{\eta^n}{z}$ geführt, in welchem η die lückenlose Polwärtserstreckung des östlichen Ozeanufers bezeichnet und z seinen früheren Wert behält, aber nicht als Flächenmaß, sondern als Maßzahl der Längenerstreckung des subpolaren Teiles des Ozeanbeckens erscheint. η ist in Breitengraden vom äquatorialen Rande der Westtrift bis zum Polarkreise oder bis zum 70. Parallel zu nehmen. Seine Behaftung mit einem Potenzexponenten leitet sich davon her, daß ein nur geringes Vorspringen von Festland in den Stromstrich der Westtrift fast noch gar keinen Antrieb zur Bildung einer subpolaren Kreisströmung schafft und sich eine solche erst bei bis in höhere Breiten vorhandenem östlichen Abschlusse eines Ozeanbeckens entwickelt. Der Küstenverlauf innerhalb der Polarkappe ist dann aber weniger von Belang. Als Wert von n wird man zunächst die Zahl 2 wählen. Man erhält dann:

	Nord- pazifik	Nord- atlantik	Süd- pazifik	Süd- atlantik	Süd- indik
η	20	26·5	16	0	0
z	6310	5252	15431	9451	13652
$\frac{\eta^2}{z} C$	6339	13371	1659	0	0

Von anderer Art ist die Veranlassung zur starken Abkühlung der mittleren Breiten im südatlantischen und südindischen Weltmeere. Hier tritt die vorher polwärts abgedrängte Trift durch eine Lücke in der Westwand des subpolaren Ozeanteiles ein und schleppt bei ihrem Wiederabstiege in die mittleren Breiten Wasser von der antarktischen Eiskante heran. Die Triftabkühlung nimmt da bis in die Meridiane von Madagaskar zu, um dann wieder abzuflauen und läßt so die Darstellung durch eine Sinuskurve zu. Viel schwächer und sehr viel rascher zu ihrem Höchstwerte anschwellend ist die Abkühlung der Westtrift, welche das Vorspringen Südneuseelands in ihren Stromstrich mit sich bringt. Dieser Sachverhalt führt zu einem Ausdrucke $\frac{\vartheta^n}{\varepsilon} G$,

in welchem ϑ die Polwärtserstreckung des westlichen Ozeanufers bedeutet, ε die Breite der Lücke in diesem Ufer ist, und durch G das dem betrachteten Ozean zufallende Flächenstück der genannten Sinuskurve bezeichnet wird. Die Erstreckung ϑ ist — wie früher η — vom 40. Parallel ab zu zählen und entsprechend dem Flächenwachstum der von ihrer Längenzunahme abhängigen Abkühlungsgröße mit dem Exponenten 2 zu versehen. Die Lückenbreite ε tritt als strombeschleunigend in Wirkung, insofern sie hinter der angenommenen Triftbreite von 10° zurückbleibt. Für den zur Bestimmung der Abkühlungsgröße G einzuführenden Hilfswinkel μ ergibt sich, da der Meridian der Ostküste Madagaskars von dem der Südspitze Amerikas um den dritten Teil des Erdumfanges absteht und ϑ für diese Landspitze = 16 ist, die Relation $\frac{\pi}{2} = 7 \cdot 5 \vartheta \lambda$. μ wird dann für die durch den Kap

Hornstrom bedingte Abkühlung $= \frac{4}{3} \lambda$, für die durch das Vorspringen Neuseelands in den Stromstrich der Westtrift bedingte $= \frac{1}{2} \lambda$. Da die Südspitzen Amerikas und Afrikas der vierte Teil des Erdumfangs trennt und der Längenunterschied zwischen dem Kap Agulhas und dem Südkap von Tasmanien rund 125° beträgt, hat man als durch den Kap Hornstrom bedingte Werte von G :

$$\text{im südatlantischen Ozean } \int_0^{67.5} \sin \mu \, d\mu,$$

$$\text{im südindischen Ozean } \int_{67.5}^{90} \sin \mu \, d\mu + \int_{18.75}^{90} \sin \mu \, d\mu,$$

$$\text{im südpazifischen Ozean } \int_0^{18.75} \sin \mu \, d\mu.$$

Für die im letzteren Ozean für sich auftretende kleine Abkühlung ist $G = 2$. Als Wert von ε hat man im einen Falle, da die Nordspitze von Grahamland 7° südlich vom Kap Horn liegt, 0.7 , im anderen 2.0 , ϑ nimmt die Werte 16 und $6\frac{1}{2}$ an. Sonach erhält man für die Variable $\frac{\vartheta^2}{\varepsilon} G$ und für $\frac{\vartheta^2}{\varepsilon l} G$, woselbst l die relative Längserstreckung der drei Südozeane bezeichnet, folgende Werte (in Relativzahlen):

	Nord-pazifik	Nord-atlantik	Süd-pazifik	Süd-atlantik	Süd-indik
$\frac{\vartheta^2}{\varepsilon} G \dots\dots$	0	0	618	2257	4862
$\frac{\vartheta^2}{\varepsilon l} G \dots\dots$	0	0	206	1328	1945

Daß sich die hier für den südlichen Stillen Ozean angenommene Wasser- und Luftabkühlung nicht im Auftreten eines äquatorwärts konvexen Isothermenbogens polwärts von den Tahiti-Inseln kundgibt, hat wohl in dem in den gleichen Längen stattfindenden Zustrome warmen Wassers seinen

Grund. Abweichend von den bisher betrachteten Abkühlungsweisen ist jene, welche im nordpazifischen Ozean Platz greift. Sie ist von festländischer Herkunft und durch die im Winter vom ostsibirischen Kältepol kommenden grimmig kalten ständigen Winde bedingt. In viel geringerem Maße findet eine Abkühlung analogen Ursprunges im nordatlantischen Ozean statt. Maßgebend ist bei ihr zunächst eine Landentwicklung in den höheren Breiten. Die aus ihr im Winterhalbjahre erwachsende Antizyklonenbildung wird aber durch gleichzeitige Landfestigkeit der Subtropen unterstützt. Der Luftdruck stiege im Winter in Asien minder hoch an, wenn dieser Kontinent südwärts nur bis zum 45. Grad reichte.

Die subpolare Landentwicklung ist aber auch eine thermisch wirksame Größe. Sie bedingt die Fülle und Kälte der Luft, welche für den Abfluß auf das östliche Nachbarmeer verfügbar erscheint, wogegen der Landreichtum im ganzen gemäßigten Gürtel — soweit er die Höhe der Luftanhäufung und die Stärke der Winde bedingt — das Ausmaß bestimmt, in welchem jener Luftabfluß Platz greift. Man kommt so zu einem Ausdrucke $(a + c)^m c^n$, in welchem c die Landbedeckung in der subpolaren Zone, a jene in den Subtropen westlich vom Ozean angibt.

Für die Wahl der Exponenten m und n ist die verschiedene Entwicklungsart der barischen und thermischen Verhältnisse des Winters über den beiden nordhemisphärischen Landmassen entscheidend. Die winterliche Luftanhäufung bleibt in Nordamerika weit hinter jener in Eurasien zurück. Die Luftekkaltung ist dagegen in der nördlichen neuen Welt nicht um vieles geringer als in der alten. Dies gilt besonders dann, wenn man den ostsibirischen Kältepol als ein im Isothermenbild noch nicht verschwindendes orographisch bedingtes Phänomen erkennt. Besonders scharf tritt die Verschiedenheit des Landeinflusses auf den barischen und thermischen Sachverhalt in den Mittelwerten hervor. Als durchschnittlichen (reduzierten) Barometerstand des Jänners in der subarktischen Zone findet man für Nordamerika 762·8, für Eurasien 769·1. Als mittlere Jännertemperatur ergibt sich aber — 16·4 und — 18·8.

Als für die Kältezufuhr zu dem östlichen Nachbarmeere maßgebende Größen wird man hier die Mittelhöhe der Firstlinie des Rückens hohen kontinentalen Luftdruckes, soweit er die subpolare Zone kreuzt (B) und die mittlere Temperatur auf dieser Strecke im Winter (T) betrachten. Diese Firstlinie zieht in Asien vom Werchojanskischen Gebirge zum südlichen Altai, in Nordamerika vom Großen Bärensee zu den Bad lands. Als mittleren Wert, von dem ab die Temperaturen als negative Abweichungen zu zählen sind, kann man den arithmetischen Durchschnitt der nach Zenker für die Subpolarzone sich ergebenden Temperaturen des reinen Land- und Seeklimas nehmen. Um dann die Abhängigkeit der besagten Größen von der Landbedeckung auf Grund der Relationen:

$$\log (B - 760) = A + m \cdot \log (a + c)$$

und

$$\log (T - 2 \cdot 0) = A' + n \cdot \log c$$

zu bestimmen, hat man folgende Werte:

	a	c	B	T
Nordamerika ..	7390	9610	765·7	17·6
Eurasien	23820	19730	777·5	28·6

(a und c in Tausenden von Quadratkilometern). Man findet dann $m = 1 \cdot 19218$ und $n = 0 \cdot 61928$. Rundet man diese Werte etwas nach oben hin ab, so ergibt sich der Ausdruck $(a + c)^{5/4} c^{2/3}$.

Wird für Südamerika $a = 3400$ und $c = 495$ gesetzt, so werden mit den auf eine Dezimale abgekürzten und mit den abgerundeten Werten von m und n für die Erkaltung kontinentalen Ursprunges nachstehende Relativzahlen gewonnen:

	Nordpazifik	Nordatlantik	Südpazifik	Südatlantik	Südindik
$(a + c)^{1 \cdot 2} c^{0 \cdot 6} \dots$	5545	1164	0	33	0
$(a + c)^{5/4} c^{2/3} \dots$	8170	1560	0	34	0

Für diesen Ausdruck einer Abkühlung von festländischer Herkunft kommt eine Multiplikation mit dem Quotienten $\frac{z + u^{2/3}}{m}$ nicht in Betracht. Doch wirkt in diesem Ausdrucke auch eine Abkühlung ozeanischen Ursprunges mit: Das Maß, in welchem im Winter eiskaltes Wasser zur Linken der in die Subtropen aufsteigenden Ströme emporgeschleppt wird, hängt von der Stärke und Stetigkeit der ablandigen Winde dieser Jahreszeit ab.

Dem stark abkühlenden Einflusse Eurasiens auf die Luft über den mittleren Breiten im Nordpazifik wird bei der Darstellung der Ozeanthermik nur von seiten Zenker's volle Würdigung zuteil. Meist wird bei dieser Darstellung von einem thermischen Gegensatze zwischen beiden Erdhälften in dem Sinne gesprochen, daß die außertropischen Teile der Ozeane auf der nördlichen Halbkugel warm, auf der südlichen kühl seien, was doch die Auffassung des nordpazifischen Meeres als eines in den mittleren und höheren Breiten thermisch übernormalen in sich schließt. Dann werden, wie begreiflich, nur die für eine Erwärmung des Nordpazifik günstigen Umstände betont: die ihm erwachsende Wärmezufuhr durch den Kuro Shio, seine Landumringung¹ und sein Abschluß gegen das Arktische Meer, der ihn — als den einzigen unter den in höhere Breiten reichenden Ozeanen — vor der Abkühlung durch Eisberge bewahrt.

Der nördliche Stille Ozean ist aber in den mittleren Breiten thermisch unternormal. Seine Mittelwärme steht da hinter der seines als normal warm betrachteten südlichen Nachbarozeans um 1·17° zurück. Auch für die Luftwärme über ihm ergibt sich ein Fehlbetrag von 0·9°. Da die vorgenannten, eine Erwärmung fördernden Umstände nun aber doch zur Geltung kommen, muß noch eine besondere Erkaltungsursache vorliegen und diese kann nur die oben erörterte sein. Daß dem so ist, ergibt sich daraus, daß im Nordpazifik eine sehr tiefe Wintertemperatur herrscht. Als Durch-

¹ Diese wäre bei geringer Längenerstreckung des westlichen Begrenzungskontinentes in der Tat ein die Erwärmung fördernder Umstand.

schnittstemperatur des mittleren Winter- und Sommermonates im ozeanischen und im Festlandsklima erhält man:

$\varphi = 45^\circ$	Nord-pazifik	Nord-atlantik	Süd-pazifik	Süd-atlantik	Süd-indik
Atlas der Deutschen Seewarte					
Mittlerer Wintermonat..	3·56	7·20	8·14	6·77	6·43
Mittlerer Sommermonat.	16·15	17·60	13·77	11·89	10·97
Atlas der Meteorologie von Hann					
Mittlerer Wintermonat..	3·06	6·75	7·51	6·60	6·07
Mittlerer Sommermonat.	16·04	17·12	13·86	11·69	10·94

Als mittlere Wassertemperaturen am 45. Parallel ergeben sich für die extremen Monate des Seeklimas nach den Deutschen Seewarte-Atlanten:

$\varphi = 45^\circ$	Nord-pazifik	Nord-atlantik	Süd-pazifik	Süd-atlantik	Süd-indik
Mittlerer Wintermonat..	5·75	9·06	8·86	6·98	7·45
Mittlerer Sommermonat.	15·43	17·60	13·70	11·25	10·30

Daß das Jahresmittel der oberflächlichen Wassertemperatur nicht in bloß abgeschwächter Art, sondern in fast ausgeprägter Form die negative Abweichung der Luftwärme wiederholt ($-1·17^\circ$ gegen $-0·9^\circ$), somit die kleinere Kraft die größere Wirkung zeitigt, dürfte kaum wie der jährliche Wechsel der Triftströme im Indischen Ozean infolge des Windwechsels auf der langen Dauer und Stetigkeit der Einwirkung beruhen. Im Mittel der vorangeführten Monate steht der Nordpazifik aber nur um $0·69^\circ$ hinter seinem südlichen Nachbar zurück.

Bestimmung der Konstanten.

Nachfolgend eine Zusammenstellung der gefundenen Ausdrücke für die Variablen der drei Glieder des negativen Teiles der thermogeographischen Formel.

$$\text{Zirkulationsglied: } k_1 = \frac{z + w^{2/3}}{m} \cdot \frac{\eta^2}{z},$$

$$\text{Aspirationsglied: } k_2 = \frac{z + w^{2/3}}{m} \cdot \frac{\vartheta^2}{\varepsilon l} G,$$

$$\text{Kontinentalglied: } k_3 = (a + c)^{3/4} \cdot c^{2/3}.$$

Für die einzelnen Ozeane nehmen diese Variablen folgende numerische Werte an:

	Nord- pazifik	Nord- atlantik	Süd- pazifik	Süd- atlantik	Süd- indik
k_1	4·602	17·636	2·485	—	—
k_2	—	—	3·083	20·278	30·089
k_3	81·70	15·60	—	0·34	—

In einem Falle tritt nur das mittlere der drei Glieder auf, in zwei Fällen ist dieses mit je einem der anderen beiden Glieder verknüpft, in den restlichen zwei Fällen kommen diese ohne das erstgenannte vor. Die drei vorhandenen Werte eines jeden der drei Glieder weisen starke Größenverschiedenheiten auf. Die fünf fünfgliedrigen Ausdrücke, die man nun unter Zuzug des konstanten (T) und des eine Variable führenden positiven Gliedes (Aw) der thermogeographischen Formel erhält, bilden derart kein System von Gleichungen, wie es bei der Methode der kleinsten Quadrate erwirkt wird. Es fehlen zwischen den Koeffizienten der Unbekannten jene gesetzmäßigen Beziehungen, die als die Voraussetzung für den Gewinn befriedigender Werte für diese Größen erscheinen. Die Auflösung für fünf Unbekannte führt nicht zu dem gewünschten Ziele und man muß die Feststellung von passenden Konstantenwerten auf andere Art versuchen.

Für das konstante erste Glied darf man wohl die nach Zenker für den 45. Parallel im reinen Seeklima geltende Temperatur 10·4 einfügen. Die Erlaubnis dazu leitet sich daraus ab, daß, wie Hann¹ sagt, Zenker's Normalwerte eine

¹ Handbuch der Klimatologie, III. Aufl., I. Bd., p. 331. In der zweiten Auflage seines Werkes glaubte Hann jene Werte noch als »zuverlässigste« Basis für weitere Schlüsse bezeichnen zu sollen, I, p. 213.

»beiläufige« Basis für weitere Forschungen bilden. Auch Köppen¹ hat diese Werte als geeignete Grundlage für eine Untersuchung über irdische Wärmezustände erkannt.² Für die Differenz $t - T$ erhält man dann:

	Nord-pazifik	Nord-atlantik	Süd-pazifik	Süd-atlantik	Süd-indik
$t - T \dots\dots$	— 0·9	1·8	0·1	— 1·3	— 2·0

Man kann dann bei der Ähnlichkeit der absoluten Werte und der Schwankungsgröße die Variable des positiven Gliedes der Formel, w von dieser Differenz abziehen und aus der so gewonnenen Größe $t - T - w$ die zu $A = 1$ gehörigen Werte der Konstanten der drei negativen Formelglieder auf einfachste Weise erhalten. Als auf eine Dezimale abgekürzte Werte von w und als Werte von $t - T - w = U$ ergeben sich:

	Nord-pazifik	Nord-atlantik	Süd-pazifik	Süd-atlantik	Süd-indik
$w \dots\dots\dots$	2·0	3·0	0·5	0·8	1·1
$U \dots\dots\dots$	— 2·9	— 1·2	— 0·4	— 2·1	— 3·1

Für die Konstante des Aspirationsgliedes erhält man aus den Werten im Indischen Ozean unmittelbar

$$B_2 = \frac{U}{k_2}.$$

Die Konstanten des Zirkulations- und Kontinentalgliedes bestimmt man weitaus besser aus den Werten in den nördlichen Weltmeeren als wie nach Einsatz des schon gewonnenen Wertes von B_2 aus den Werten im südatlantischen und süd-pazifischen Ozean:

$$B_1 = \frac{U k'_3 - U' k_3}{k_1 k'_3 - k'_1 k_3} \quad B_3 = \frac{U' k_1 - U k'_1}{k_1 k'_3 - k'_1 k_3}.$$

¹ Annalen der Hydrographie, 1898, p. 356, Taf. 9.

² Krümmel hat dem allerdings nicht zugestimmt. Handbuch der Ozeanographie, II. Aufl., I. Bd., p. 404.

Mit den so gefundenen Konstanten erhält man auch die Werte von U in den letzteren beiden Ozeanen genau wieder (2·10 und 0·38). Die numerischen Werte der Konstanten sind:

B_1	B_2	B_3
0·03857	0·10302	0·03332

Gekürzt und in Bruchzahlen ausgedrückt, lautet dann die gewonnene geographische Formel für die ozeanischen Temperaturen am 45. Parallel:

$$t = 10 \frac{2}{5} + w - \frac{1}{26} k_1 - \frac{1}{10} k_2 - \frac{1}{30} k_3.$$

Die Variablen dieser Gleichung stellen wohl sehr komplexe Ausdrücke dar, doch sind die Phänomene, deren rechnerische Wiedergabe sie bezwecken, verwickelt. Auch auf thermogeographischem Gebiete ist eine Verfeinerung der Analysis nur durch einen Mehraufwand an rechnerischen Mitteln erzielbar. Gegenüber der allerdings einfachen Form, in der ich Beziehungen zwischen ozeanischen Temperaturen und geographischen Größen schon aufzeigte,¹ stellt die hier gewonnene Formel sicherlich einen Fortschritt dar. Sie bringt einen sehr verwickelten thermischen Sachverhalt für alle fünf Weltmeere analytisch zur Schau und läßt auch — was jenem auf die drei Südozeane beschränkt gewesenen Versuche noch ermangelte — die thermische Stellung des südpazifischen Meeres in ihren kausalen Zusammenhängen deutlich erkennen.

¹ Klimatologische Prüfung der Beweiskraft geologischer Zeugen für tropische Vereisungen. Diese Sitzber., 127. Bd., 8. u. 9. Heft, 1918, p. 8—12.