

Berichte
des
Deutschen Wetterdienstes

Nr. 26
(Band 4)

DK 551.524.4 : 551.524.7

**Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen
Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen
Klimagebieten der Erde**

von Robert Bögel

(mit 4 Abbildungen und 13 Tabellen im Text
sowie 16 Tabellen im Anhang)

Bad Kissingen 1956

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	3
1. Einleitung	4
2. Definitionen und verwendete Begriffe	5
I. Teil, Der Stichprobencharakter des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur von Stationspaaren	5
3. Der zeitliche Stichprobencharakter	5
a) Die langjährigen mittleren Monatstemperaturen einer Station	5
b) Die korrespondierenden mittleren Temperaturdifferenzen von Stationspaaren	7
4. Der räumliche Stichprobencharakter	10
a) Der Einfluß der Geländeform im Raum des Standorts der Beobachtungsstationen	10
b) Der Einfluß des Horizontalabstandes bei Stationspaaren	11
5. Der mittlere geographische Höhengradient der Lufttemperatur und die Grundsicht der Atmosphäre ..	13
II. Teil, Vergleich der Jahresgänge des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde	15
6. Systematik. Erläuterung zu den Tabellen I—XVI ..	15
7. A-Klimate	16
8. B-Klimate	19
a) BW-Klima	19
b) BS-Klima	20
9. Cs- u. Ds-Klima	20
10. C-, D-, E- und F-Klimate außer Cs und Ds	27
11. Schlußbetrachtung	35
Anhang:	
Literatur	37
Tabellen I—XVI	

Anschrift des Verfassers :
Dr. R. Bögel, Stuttgart-Feuerbach, Im Horn 2

Zusammenfassung

Die Untersuchungen vermitteln eine systematische Übersicht von den Jahresgängen der linearen mittleren Vertikalgradienten der Lufttemperatur während der Monate des Jahres, gemittelt über mehrere Jahre, zwischen zwei verschiedenen Höhenstufen an der Erdoberfläche. Diese Gradienten werden kurz „V“ genannt. Die entsprechenden mittleren Vertikalgradienten der freien Atmosphäre erhalten die Bezeichnung „Vf“. Im 1. Teil wird, jeweils ausgehend vom mitteleuropäischen Raum, der zeitliche und räumliche Stichprobencharakter von V untersucht. Es ergibt sich bei der Analyse deutlich, daß sowohl die zeitliche Stichprobenstreuung (bedingt durch verschiedene Beobachtungsperioden), wie auch die räumliche (Beeinflussung durch lokalklimatische Verhältnisse) möglichst Höhenstufen von der Größenordnung 1 km zwischen den Stationen eines zur Bestimmung von V herangezogenen Paares fordern, damit sich die für die betreffenden Gebiete charakteristischen V-Jahresgänge ergeben. — Zwischen 50°30' N bis 50°59' N und 7°30' E bis 18°30' E je einschließlich werden mit den mittleren Januar- und Julitemperaturen (1881/1930) von 73 Stationen zwischen 157 m und 1618 m Meereshöhe ausgeglichene V-Werte dieser Monate nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt, die mit denjenigen von Stationspaaren des Harzes und des Riesengebirges sehr gut übereinstimmen. Das Ergebnis rechtfertigt die Bestimmung von V mit geeigneten Stationspaaren. — Weiterhin wird im 1. Teil ein Verfahren angegeben, das mit geeigneten Hilfspaaren von Stationen möglichst geringer Höhendifferenz die horizontalen Temperaturgefälle zwischen Basis- und Hochstationen hinreichend unterdrückt. Im 2. Teil der Untersuchungen werden die V-Jahresgänge von 253 berechneten und 44 aus dem Schrifttum entnommenen Stichproben in den verschiedenen Klimagebieten der Erde (Köppensche Definition) miteinander verglichen. Die V-Jahresgänge sind im angeschlossenen Tabellenwerk, das nach Klimaten und Kontinenten ordnet, angegeben. Es lassen sich damit verschiedene Normen der V-Jahresgänge nachweisen, die für die betreffenden Klimate charakteristisch sind. Vergleiche zwischen V und diesen Höhenstufen entsprechenden Vf weisen Übereinstimmung der Jahresgänge nach, wobei die Einzelwerte von Vf im allgemeinen besonders im Winter kleiner sind als die V. Die mittlere Höhenlage und Intensität der Peppopause bestimmt im wesentlichen die Einzelwerte der Vf und V, und damit auch deren Jahresgänge.

In den Räumen mit A-Klima (nach W. Köppen) besitzen die V der untersten 1-km-Stufe über Flach- bzw. Talgrund das ganze Jahr hindurch große Werte ($\geq 0,5^\circ \text{C}/100 \text{ m}$). Das V-Maximum tritt in den äquatornahen Klimagebieten Aw und vermutlich auch As in der Trockenzeit auf (A-Typ). In Räumen mit Af-Klima ist im allgemeinen die V-Jahresschwankung gering, wobei die niederschlagsärmeren Monate gleichfalls etwas größere V-Werte nachweisen als die niederschlagsreicheren. Die kräftige Insolation erzeugt besonders in der heißeren Trockenzeit überhitzte Luftschichten in Bodennähe. Das starke Temperaturgefälle in Bodennähe wirkt sich vergrößernd auf die linearen V der untersten 1-km-Stufe aus. — Die äquatorferneren Grenzgebiete des A-Klimas werden von denjenigen Typen des V-Jahresganges beherrscht, die den angrenzenden Klimaten entsprechen.

Das BW-Klima im Bereich der Tropen und Subtropen läßt zwei verschiedene V-Jahresgangstypen erkennen, zwischen denen ein stetiger Übergang existiert. Der Küstenwüsten-Typ im Bereich der kalten Auftriebs-

wasser der an sich schon kalten Meeresströmungen an den Westflanken der Kontinente besitzt in der untersten 1-km-Geländestufe das ganze Jahr über kleine V-Werte, überwiegend mit Winterminimum. Im Gegensatz zum Küstenwüsten-Typ weist der Zentralwüsten-Typ der Tropen und Subtropen sehr große V-Werte praktisch während des ganzen Jahres auf, teilweise bis zur Größenordnung $1^\circ \text{C}/100 \text{ m}$. Auch hier treten die V-Minima vorwiegend im Winter auf. Die großen V der untersten 1-km-Stufe sind wie beim A-Typ durch die Überhitzung der bodennahen Luftschichten bedingt. — Die Stichproben mit BS-Klima besitzen Übergangscharakter zu den angrenzenden Klimaten und sind diesen oder dem BW-Klima entsprechend zuzuordnen.

In küstennahen Räumen mit Cs-Klima ergeben sich die V-Minima vorzugsweise im Sommer, während V in der Regenzeit Werte von der Größenordnung $0,5\text{—}0,7^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ annimmt (Cs-Typ). Ausschlaggebend für das Auftreten der V-Minima im Sommer ist die mittlere Höhenlage und Intensität der Peppopausen der Passate und ihrer Ausläufer. Da an der Südspitze Afrikas diese Peppopausen im Mittel etwas höher liegen und weniger kräftig entwickelt sind als in den Cs-Klimaten des Mittelmeergebietes, Nordamerikas und Südamerikas, setzt sich der V-Jahresgang mit Sommerminimum in Südafrika erst für 1-km-Stufen ab 500 m Meereshöhe durch. Andererseits wird dort dieser Jahresgang bei diesen Höhenstufen noch in den angrenzenden Cf- und Cw-Klimaten des Südostküstenbereichs nachgewiesen. Ähnliche Verhältnisse herrschen in Australien. — Hochländer und ziemlich abgeschlossene Becken im Bereich des Cs-Klimas besitzen entsprechend ihrer größeren Kontinentalität V-Jahresgänge mit Winterminimum.

Beim Normaltyp der gemäßigten Breiten ist im Sommer $V \geq 0,5^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ und im Winter $> 0^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ bis $\leq 0,5^\circ \text{C}/100 \text{ m}$. Der Normaltyp wird im wesentlichen von den Klimaten Cf, Cw, sowie von weiteren Bereichen mit Df- und teilweise auch mit Dw-Klima erfaßt. Auch den Wüsten- und Steppengebieten der gemäßigten Breiten kann der Normaltyp zugeordnet werden. — Im weiteren Raum um die Kältepole der Nordhemisphäre in Ostsibirien und Nordkanada wird V in den Wintermonaten negativ, d. h. die Mitteltemperatur nimmt in der untersten 1-km-Stufe über Flach- bzw. Talgrund mit der Höhe zu (Kältepol-Typ). Eine entsprechende Singularität läßt sich für das Klagenfurter Becken nachweisen, während andererseits in der unmittelbaren Umgebung des Baikalsees V im Winter wohl kaum negativ ist.

Beim Polarkappen-Typ, der über den ausgedehnten Eismassen der Polargebiete auftritt, wird V im Winterhalbjahr $< 0^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ und im Sommer von der Größenordnung $\leq 0^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ für die unterste 1-km-Stufe sein.

Der Vergleich der Stichproben erlaubt die Zeichnung einer Erdkarte mit den Verbreitungsbereichen der V-Jahresgang-Typen für die unterste 1-km-Stufe über Flach- bzw. Talgrund. In Erdteilen mit geringer Stichprobendichte sind die Grenzsäume teilweise hypothetisch gezogen. — Der großräumige horizontale und vertikale Wandel der V-Jahresgang-Typen wird diskutiert. Neben dem planetarischen, peripher-zentralen und westöstlichen Wandel der V-Jahresgänge ist ein vertikaler Wandel deutlich beim A-, BW-Küstenwüsten- und Cs-Typ zu erkennen. Bei diesen Typen werden die V-Jahresgänge in übergeordneten Höhenstufen invers zu denjenigen der darunterliegenden Stufen, bedingt durch die unterschiedlichen mittleren Höhenlagen und Intensitäten der Peppopause im Ablauf des Jahres.

1. Einleitung

Die vorliegende Untersuchung beabsichtigt eine systematische Übersicht des Jahresganges der mittleren Höhengradienten der Lufttemperatur an der Erdoberfläche in den verschiedenen Klimagebieten zu gewinnen. Unter der Lufttemperatur an der Erdoberfläche sind dabei die langjährigen Monatsmittel der üblichen Meßgeräteaufstellungen der Klimastationen über der Erdoberfläche zu verstehen. Es handelt sich dann jeweils um lineare mittlere Gradienten der Lufttemperatur während der Monate des Jahres zwischen zwei verschiedenen Höhenstufen der Erdoberfläche. Diese Gradienten sollen zur Unterscheidung von denjenigen der freien Atmosphäre die „geographischen“ genannt und künftig einfach mit „V“ bezeichnet werden. Die mittleren Gradienten der freien Atmosphäre erhalten die Bezeichnung „Vf“ (vergl. Abschnitt 2).

J. v. H a n n (58) hat wohl als erster begonnen, sich ernsthaft mit dem Problem des Jahresganges der mittleren Höhengradienten der Lufttemperatur auseinanderzusetzen. Heute liegt für die einzelnen Räume der Erde im ganzen schon eine beachtliche Anzahl sporadischer Einzeluntersuchungen vor. Jedoch vermißt man in der bisherigen Literatur eine systematische Behandlung der verschiedenartigen Ergebnisse in den einzelnen Klimaten der Erde. Es soll nun hier untersucht werden, ob regelhafte Zusammenhänge zwischen den Jahresgängen von V und den verschiedenen Klimaten der Erde bestehen, und welche Ursachen bzw. Faktoren gegebenenfalls dazu beitragen.

Als Klimaklassifikation empfiehlt es sich, diejenige von W. K ö p p e n (88) zu wählen, weil dieselbe in dem umfangreichsten Werk der Klimatologie, dem Handbuch der Klimatologie, herausgegeben von W. K ö p p e n und R. G e i g e r, verwendet wird und dort für zahlreiche Landschaften der Erde ausgearbeitet ist. Selbstverständlich darf nicht erwartet werden, daß die Klassifikation von W. K ö p p e n voll und ganz befriedigen kann. Sie bedarf u. a. auf pflanzengeographischer Grundlage Ergänzungen und Erweiterungen. Jede systematische Ergänzung und Erweiterung hat jedoch eine zunehmende Unübersichtlichkeit zur Folge, die bei genauen pflanzengeographischen Untersuchungen in Kauf genommen werden muß. Beim vorliegenden Problem sind von V in zahlreichen Landschaften der Erde höchstens vereinzelte Stichproben zu erhalten. Deswegen kann zur Zeit nur ein Vergleich mit den wichtigsten grundlegenden Klimatypen hinreichend charakteristische Ergebnisse sichern. — Für eine großräumige Übersicht läßt sich als Grundlage neben den vorhandenen regionalen Klimaabgrenzungen in den einzelnen Bänden des Handbuches der Klimatologie von W. K ö p p e n und R. G e i g e r die Weltkarte von J. M. A n g e r v o (4) verwenden, die nach neueren Klimadaten hergestellt und entsprechend der K ö p p e n s c h e n Klassifikation ausgearbeitet ist.

Wesentlich problematischer im Gegensatz zur Auswahl der zu verwendenden Klimaklassifikation ist die Gewinnung der Jahresgänge von V für die einzelnen Räume der Erde. Ideal ist es zweifellos für einen Raum, die mittleren Monatstemperaturen der einzelnen Klimastationen als Funktion der geographischen Koordinaten einschließlich der Höhe über dem Meeresspiegel anzusetzen und dann auszugleichen. Dazu sind für ein brauchbares Ergebnis unter Umständen sehr viele Stationen notwendig. Der dabei zu bewältigende Arbeitsaufwand kann nur für regionale Untersuchungen berechtigt erscheinen, wie sie beispielsweise für die Schweiz (106), Deutschland (104) und Vorderindien (78) vorliegen. Trotz sorgfältigster mathematischer Durchführung der Ausgleichung besteht dann immer noch die Gefahr, daß über ein Gebiet, das Räume und Höhenstufen mit verschiedenen Typen des V-Jahresganges

enthält, unliebsam ausgeglichen und damit ein verfälschtes Ergebnis gewonnen wird. Ein solch negatives Beispiel ist der von T. E. W. S c h u m a n n und J. J. L e R o u x (174) bestimmte V-Jahresgang von Südafrika. Bei dieser Untersuchung wurde der peripher-zentrale Wandel und auch der Höhenwandel der V-Jahresgänge außer acht gelassen. Für den weitaus größeren Teil der Festländer der Erde ist bisher die regionale Abgrenzung der verschiedenen Typen der V-Jahresgänge nicht bekannt gewesen. Folglich ist die Gesamtbearbeitung des vorliegenden Problems mit linearer Ausgleichung noch weit zurückzustellen.

Um eine Übersicht über die regionale Abgrenzung der verschiedenen Typen des Jahresganges von V zu erhalten, sind also vorerst möglichst viele über die Erdoberfläche verteilte Stichprobenuntersuchungen miteinander zu vergleichen. Am einfachsten erhält man dort die Stichproben, wo zu einer günstigen Hochstation eine so nahegelegene Basisstation existiert, daß der horizontale Temperaturgradient zwischen den beiden Stationen — er soll mit E bezeichnet werden (siehe Abschnitt 2) — vernachlässigt werden kann. In vielen Fällen ist dies nicht möglich, und es müssen Mittel und Methoden angewandt werden, die existierenden E zu eliminieren. Damit taucht zugleich das Problem auf, welche Höhendifferenzen zwischen Hoch- und Basisstation anzustreben sind, um ein für den betreffenden Raum charakteristisches Ergebnis hinreichend sicherzustellen. Da die Auswahl der zur Verfügung stehenden Hochstationen beschränkt ist, muß bei den verschieden großen Höhendifferenzen der Stichproben abgeschätzt werden können, wie weit lokale Verhältnisse der Stationen die errechneten V beeinflussen. Außerdem stammen oftmals die verwendeten Temperaturmittelwerte aus den verschiedensten Beobachtungsperioden. Besonders, wenn die Perioden in äquatorfernen Gebieten nur eine geringe Anzahl von Jahren umfassen, weichen deren Mittelwerte als zeitliche Stichproben unter Umständen beachtlich von den langjährigen Mittelwerten ab (J. v. H a n n — K. K n o c h (66), 31—33). — Es ist ratsam, den Einfluß des zeitlichen Stichprobencharakters bezüglich V vorweg zu untersuchen, da dieses Problem mathematisch am exaktesten abgegrenzt werden kann. Diese und die anderen grundlegenden Voruntersuchungen lassen sich vorteilhaft vom mitteleuropäischen Raum ausgehend durchführen, da hier Gipfelstationen mit hinreichend langen Beobachtungsperioden existieren.

Zu erwarten ist, daß die Werte und der Jahresgang von V mit der im statistischen Sinne mittleren Schichtung der unteren Troposphäre, d. h. der Grundschicht (K. S c h n e i d e r - C a r i u s (170)) in gewissem Zusammenhang stehen. Die an zahlreichen Orten der Erde mehr oder weniger regelmäßig durchgeführten aerologischen Aufstiege lassen in der heutigen Zeit schon brauchbare Aussagen über den mittleren Zustand der Grundschicht an den betreffenden Orten zu.

Eine direkte Übereinstimmung von V mit örtlich entsprechenden Vf kann nicht erwartet werden, denn zwischen den Temperaturwerten einer Hochstation und denjenigen der freien Atmosphäre in derselben Höhe bestehen Unterschiede (vergl. Abschnitt 5). Da diese Unterschiede aber selbst ein gewisses regelhaftes Verhalten erkennen lassen, das allerdings in allen Fällen nur qualitativ oder höchstens grob quantitativ erfaßt werden kann, ist es doch zweckmäßig, aerologische Ergebnisse zum Vergleich oder gar als Ersatz heranzuziehen.

Neben der grundlegenden speziellen Analyse, ausgehend vom mitteleuropäischen Raum, ist das Haupt- und Endziel der vorliegenden Arbeit die räumliche Abgrenzung verschiedener Typen des V-Jahresganges und die Entscheidung der Frage, wie weit ein Zusammenhang mit den Klimatypen der K ö p p e n s c h e n Klassi-

fikation besteht. Bekanntlich besitzen die Klimagebiete selbst eine gewisse regelhafte regionale Anordnung in den einzelnen Kontinenten (W. Köppen (88), 136 bis 145). Damit ergibt sich zugleich die Notwendigkeit, geographische Vergleiche der Jahresgänge von V in einheitlichen Klimaten über die verschiedenen Kontinente hinweg durchzuführen. Die Zusammenfassung der Vergleiche ermöglicht es dann festzustellen, wie weit ein regelhaftes Verhalten der V-Jahresgänge bezüglich der verschiedenen Klimate existiert, und welche Faktoren dafür entscheidend sind.

Es könnte nun der Einwand erhoben werden, diese Untersuchung im Stile einer Mittelwertklimatologie entspräche zu wenig den Bedürfnissen einer modernen dynamischen Klimatologie. Hierzu ist gleich vorweg zu bemerken, daß die dreidimensionale Klimatologie sich hinsichtlich der zur Verfügung stehenden statistischen Unterlagen noch in den Anfängen befindet, die denjenigen der flächenhaften Klimatologie vor etwa 60 bis 80 Jahren analog sind. Bevor aber dynamische Gesichtspunkte in den Vordergrund gerückt werden können, muß erst die unentbehrliche Basis mit den Methoden der klassischen Klimatologie geliefert werden. Auf diese Forderung der klimatologischen Forschung hat nachdrücklich K. Knoch (84) hingewiesen, und sehr energisch wurde dieselbe von H. Lautensach (94) verteidigt. — Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung werden zeigen, daß die exakte regionale Abgrenzung der verschiedenen Typen der V-Jahresgänge ziemliche Schwierigkeiten bereitet, und die Erarbeitung charakteristischer V-Werte der einzelnen Monate des Jahres für die verschiedenen Räume der Erde noch teilweise mit Unzulänglichkeiten, bedingt durch den Stichprobencharakter der Einzelwerte, begleitet wird.

2. Definitionen und verwendete Begriffe

Um Unklarheiten und Verwechslungen bei den Definitionen und verwendeten Begriffen zu vermeiden, sollen für die vorliegende Untersuchung dieselben allgemeingültig festgelegt werden.

Als Jahreszeiten werden die meteorologischen betrachtet.

Bei einem Stationspaar sind
 Basisstation = tiefer gelegene Station,
 Hochstation = auffallend höher gelegene Station,
 Gipfelstation = Hochstation mit ausgeprägt konvexer Form der Erdoberfläche.

Ein Hilfspaar ist ein Stationspaar mit möglichst geringem Höhenunterschied zur Elimination des Horizontalgradienten E zwischen einer Basisstation und der zugehörigen Hochstation.

Weiterhin:

- T = Monatstemperatur der Luft = abgekürzte Schreibweise für die mittlere Temperatur eines Monats, gemittelt über mehrere Jahre.
 t = $T_1 - T_2$ = Differenz der Monatstemperaturen zwischen 2 Stationen. Sie wird positiv gezählt, wenn die Temperatur der erstgenannten Station größer ist als die der zweitgenannten.
 H = Höhe einer Station über dem Meeresspiegel in Meter.
 h = $H_2 - H_1$ = Höhendifferenz in Meter zwischen 2 Stationen. Sie wird positiv gezählt, wenn die Höhe von der Station mit H_1 (erstgenannte Station) zu derjenigen mit H_2 (zweitgenannte Station) zunimmt. Die Genauigkeitsangabe erfolgt meistens auf 10 Meter.
 s = Horizontalabstand in Kilometer zwischen 2 Stationen. Er wird von der erstgenannten Station zur zweitgenannten positiv gezählt. Die Genauigkeitsangabe erfolgt meistens auf 10 Kilometer.

V = linearer mittlerer Höhengradient der Lufttemperatur eines Monats des Jahres, gemittelt über mehrere Jahre, zwischen zwei verschiedenen Höhenstufen der Erdoberfläche. Die Angabe erfolgt in den Tabellen und Übersichten in Zentigrad Celsius je 100 m Höhendifferenz. Bei Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe werden die Zahlenwerte mit positivem oder keinem Vorzeichen, bei Temperaturzunahme mit negativem Vorzeichen versehen.

Vf = linearer mittlerer Höhengradient der Lufttemperatur eines Monats des Jahres, gemittelt über mehrere Jahre, zwischen zwei verschiedenen Höhenstufen der freien Atmosphäre. Sonst wie V (s. d.).

E = linearer mittlerer horizontaler Temperaturgradient der Luft eines Monats des Jahres, gemittelt über mehrere Jahre, zwischen zwei Klimastationen. Die zahlenmäßige Angabe erfolgt in Grad Celsius je 100 Kilometer. Nimmt die Temperatur von der erstgenannten Station zur nachgenannten ab, dann werden die Zahlenwerte mit positivem oder keinem Vorzeichen, bei Temperaturzunahme mit negativem Vorzeichen versehen.

Durch diese Festlegungen ergibt sich die Beziehung

$$t = \frac{s \cdot E}{100} + \frac{h \cdot V}{100 \cdot 100}$$
 wenn V in Zentigrad je 100 m eingesetzt wird.

I. Teil.

Der Stichprobencharakter des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur von Stationspaaren

3. Der zeitliche Stichprobencharakter

- a) Die langjährigen mittleren Monatstemperaturen einer Station.

Zur Bildung von V bei Stationspaaren ist für Vergleichszwecke eine einheitliche Beobachtungsperiode wünschenswert. Für die Herstellung einer Weltkarte der Typen des Jahresganges von V läßt sich diese Forderung bis jetzt nicht aufrecht erhalten, da wir zur Zeit froh sein müssen, wenn uns in vielen Landschaften der Erde überhaupt brauchbare Mittelwerte irgendeiner Beobachtungsperiode zur Verfügung stehen. Die unvermeidbare Verwendung von Temperaturmittelwerten verschiedener Perioden zwingt uns, die dadurch entstehenden Abweichungen bei Vergleichen von V-Ergebnissen verschiedener Stationspaare in Betracht zu ziehen.

Am besten gehen wir von Mitteleuropa aus, da hier das Wettergeschehen im Vergleich zu den Subtropen und Tropen starken zeitlichen Veränderungen unterworfen ist. V besitzt in Mitteleuropa eine Jahresschwankung von der Größenordnung 0,3° C/100 m (vergl. Tabelle XI). Um den Charakter dieser Jahresschwankung von V noch hinreichend sicherzustellen, müssen wir deshalb die Forderung erheben, daß bei jedem Monat des Jahres eine Stichprobenuntersuchung von V nicht mehr als $\pm 0,1^\circ$ C/100 m von dem jeweiligen Monatswert, der für die betreffende Landschaft charakteristisch ist, abweicht.

Wie weit und unter welchen Bedingungen lassen sich die einzelnen V-Werte, die durch Temperaturmittelwerte verschiedener Perioden gewonnen werden, für vergleichende Betrachtungen verwenden? Zur Beantwortung dieser Frage sind die durch die verschiedenen Perioden auftretenden Unsicherheiten der verwendeten Temperaturmittelwerte rechnerisch zu erfassen. K. Knoch (86) untersuchte die Temperaturmittel der einzelnen Monate des Jahres bei ausgewählten Stationen

Europas für die Perioden 1901/30, 1881/1930 und 1851/1930 und stellte fest, daß besonders die Temperaturmittel der Wintermonate in Mittel- und Osteuropa für die Normalperiode 1901/30 z. Teil bis zu 1° C und mehr höher liegen als bei den anderen längeren Perioden. Die niedrigsten Zehnjahresmittel der einzelnen Wintermonate zeigt der Zeitraum 1881—1900, die höchsten der Zeitraum 1921—30. Besonders deutliche Differenzen der Temperaturmittel der Wintermonate müssen deshalb beim Vergleich der Perioden 1881/1910 und 1900/1930 auftreten. Von den obengenannten 3 Perioden wurden von K. Knoch in Deutschland keine Bergstationen angeführt, weil von diesen für die längeren Perioden nur reduzierte Mittelwerte angegeben werden können. Während K. Knoch für die Stationen Mitteleuropas ziemlich einheitliche Temperaturdifferenzen von Periode zu Periode erhielt, sind die Differenzen der auf die betreffenden Perioden reduzierten Temperaturmittel bei den Bergstationen in den Wintermonaten auffallend geringer. Die Differenzen der Mitteltemperaturen des Monats Januar bei Stationen in verschiedenen Höhenlagen zeigt die Tabelle 1.

Nach der Tabelle 1 liegen die Januarmittel der Gipfelstationen der Normalperiode etwa 0,3° C höher als während der Reduktionsperiode 1881/1930. Bei den tiefer gelegenen Stationen schwankt dagegen die Erhöhung zwischen 0,5° und 0,7° C. Noch größer ist die Verschiedenheit zwischen den Gipfelstationen bei den Differenzen zwischen den Perioden 1901/30 und 1881/1910. Wir haben demnach in Mitteleuropa im Monat Januar für die Normalperiode gegenüber der Periode 1881/1910 Erhöhungen der mittleren Temperaturdiffe-

Tab. 1 Mittlere Januartemperaturen ausgewählter Stationen Mitteleuropas.

Für die Perioden 1881/1930 und 1881/1910 sind die Mittelwerte der Gipfelstationen reduziert.

Periode	Zugspitze 2962 m	Obir 2047 m	Schneekoppe 1618 m	Brocken 1150 m	Bayreuth 360 m	Erfurt 218 m
1901/1930	-11,0	-6,9	-6,7	-4,2	-0,8	-0,4
1881/1930	-11,2	-7,1	-7,1	-4,4	-1,5	-1,1
1881/1910	-11,4	—	-7,3	-4,5	-2,1	-1,6
Differenzen						
1901/30 —						
1881/1930	+0,2	+0,2	+0,4	+0,2	+0,7	+0,7
1901/30 —						
1881/1910	+0,4	—	+0,6	+0,3	+1,3	+1,2

Tab. 2 Mittlere Monatstemperaturen der Normalperiode 1901/30 und ihre mittleren Stichprobenabweichungen von Januar bis Dezember in °C für ausgewählte Stationen Mitteleuropas. In Klammer: Werte der Periode 1881/1930.

Station	Höhe m	1901/30	1881/1930	1851/1930	1921/30	1900/1930	1901/30	1881/1930	1851/1930	1921/30	1900/1930	1901/30	1881/1930	1851/1930	1921/30	1900/1930	
Zugspitze	2962	-11,0	-11,4	-9,7	-7,3	-2,6	-0,1	1,8	1,8	-0,3	-3,4	-7,5	-9,8				
		0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,4	0,3			
		(-11,4	-11,7	-10,5	-7,4	-3,2	0,3	1,7	1,9	0,0	-3,7	-7,1	-10,0				
Schneekoppe	1618	-6,7	-6,9	-5,0	-1,9	3,4	6,0	8,1	7,4	4,8	1,2	-3,4	-5,6				
		0,4	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,3				
		(-7,3	-7,6	-5,7	-1,9	3,4	6,5	8,3	7,8	5,2	1,0	-3,3	-6,3				
Brocken	1150	-4,2	-4,2	-2,2	0,6	5,8	8,2	10,3	9,5	7,1	3,4	-1,2	-3,3				
		0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3				
		(-4,5	-5,0	-3,2	0,3	5,3	8,7	10,0	9,4	7,2	3,2	-0,9	-4,0				
München Botan. Garten	531	-0,8	0,2	4,2	7,8	13,2	15,9	17,8	17,0	13,4	8,5	3,1	0,5				
		0,5	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4			
Erfurt	218	-0,4	0,4	3,8	7,5	12,8	15,3	17,2	16,2	12,9	8,3	3,2	0,9				
		0,6	0,6	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4				
		(-1,6	-0,1	2,9	7,3	12,3	15,6	16,9	16,1	12,9	8,2	3,2	0,0				
Hannover	57	1,4	1,7	4,6	8,0	13,2	15,7	17,5	16,6	13,6	9,4	4,5	2,3				
		0,4	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4				
		(0,3	1,3	3,7	7,7	12,7	16,0	17,2	16,4	13,5	9,1	4,5	1,6				

renzen zwischen Gipfel- und Basisstation bis zur Größenordnung 1,0° C zu erwarten. Diese Erhöhungen bewirken entsprechende Vergrößerungen von V für den Monat Januar. In den übrigen Monaten sind die Unterschiede geringer (vergl. Tabelle 2).

Fragen wir nach dem Grund der Erhöhungen der mittleren Temperaturdifferenzen im Januar zwischen Bergstation und Basisstation in der Normalperiode gegenüber den anderen Perioden, so müssen wir zuerst die Ursache in der Tatsache suchen, daß alle Periodenmittel nur Mittelwerte im Sinne einer zeitlichen Stichprobenstatistik darstellen. Hierbei ist es aber notwendig, stets die mittleren Stichprobenabweichungen der Ergebnisse anzugeben. Nur durch die Berücksichtigung der zeitlichen mittleren Stichprobenabweichungen können Mittelwerte einer Station desselben Monats aus verschiedenen Zeiträumen und von verschiedenen Monaten des gleichen Zeitraums sinnvoll miteinander verglichen werden.

Die mittlere Stichprobenabweichung ist nach (113), 64—68,

$$\pm \sqrt{\frac{1}{n(n-1)} \sum_{k=1}^n e_k^2}$$

wobei n die Anzahl der Beobachtungsjahre darstellt. e_k sind die Einzelabweichungen der Monatsmittel vom langjährigen Monatsmittel.

Als mittlere Abweichung bezeichnet man

$$m = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{k=1}^n e_k^2}$$

Demnach kann die mittlere Stichprobenabweichung

$$\pm \frac{m}{\sqrt{n}}$$

geschrieben werden.

Die Tabelle 2 enthält von einigen ausgewählten Stationen Mitteleuropas die mittleren Monatstemperaturen der Normalperiode 1901/30 und ihre mittleren Stichprobenabweichungen für die Monate Januar bis Dezember (berechnet nach (9), (146) und (151)). In dieser Übersicht sind zum Vergleich in Klammern die Temperaturmittelwerte der Periode 1881/1910 gesetzt (E. Alt (2)). Nach der Tabelle 2 besitzen die Mittelwerte 1901/30 der Monate März bis Dezember eine mittlere Stichprobenabweichung von $\pm 0,2^{\circ}$ C bis $\pm 0,4^{\circ}$ C, in den Monaten Dezember bis Februar von $\pm 0,3^{\circ}$ C bis

$\pm 0,6^{\circ} \text{C}$, wobei die Gipfelstationen die geringeren Stichprobenabweichungen aufweisen. — Ordnen wir einfachheitshalber die Abweichungsbereiche auch den Mittelwerten der Periode 1881/1910 zu, so ergeben sich bei vielen Werten der Periode 1901/30 Überlappungen der Abweichungsbereiche mit denjenigen von 1881/1910. In den Wintermonaten Dezember bis Februar, sowie im März, sind die Überlappungen jedoch oft recht schmal oder gar nicht vorhanden, so daß der Gedanke an eine andere Ursache als die der üblichen zeitlichen Stichprobenstreuung berechtigt erscheint (vergl. auch A. Schmauß (163), K. Schneider-Carius u. J. Huttary (171), A. Kratzer (90), W. Dammann (29)).

Welche praktischen Folgerungen bezüglich der V-Jahresgänge können aus den Ergebnissen gezogen werden? Mit Hilfe der mittleren Stichprobenabweichungen der Monatsmittel ergibt sich die Tatsache, daß in Mitteleuropa besonders in den Wintermonaten zur Bildung von Temperaturdifferenzen bei einem Stationspaar für beide Stationen möglichst gleiche Perioden zu verwenden sind. Bei verschiedenen Perioden, die je 30 Jahre umfassen, ist in Mitteleuropa mit Abweichungen bis zur Größenordnung 1°C vom monatlichen charakteristischen Wert der mittleren Temperaturdifferenzen von den Stationen eines Paares zu rechnen. Um bei V eine Genauigkeit von $\pm 0,1^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ zu erhalten, muß demnach eine Mindesthöhendifferenz von etwa 1000 m angestrebt werden, wenn Basis- und Hochstation ungleiche Beobachtungsperioden besitzen.

Für das übrige Europa liegen von E. Alt (1) die durchschnittlichen Abweichungen der Monatsmittel 1886/1915 für 52 verschiedene Stationen vor.*) Diese durchschnittlichen Abweichungen lassen erkennen, daß bei zunehmender kontinentaler Lage der Stationen besonders in den Wintermonaten eine gleichsinnige Zunahme der Werte erfolgt. Für Nordrußland (J. v. Hann — K. Knoch (66), 32) und Westsibirien (A. Woeikof (217)) existieren im Winter etwa um 50% höhere durchschnittliche Abweichungen der Monatsmittel als in Mitteleuropa. Eine weitere Zunahme nach dem nördlichen Ostsibirien tritt nicht ein, da dort einheitlichere winterliche Großwetterlagen herrschen. Dagegen weisen die maritimen und die südlichen Landschaften Europas etwa um 30% geringere durchschnittliche Abweichungen als Mitteleuropa nach. Allgemein nimmt die durchschnittliche Abweichung äquatorwärts ab. Die groben prozentualen Unterschiede der oben angeführten durchschnittlichen Abweichungen können sinngemäß für die mittleren Abweichungen sowie für die mittleren Stichprobenabweichungen übernommen werden.

Die Tabelle 3 vermittelt Werte der mittleren Abweichung m der Monatsmittel zweier Stationen in Monsunindien für die Periode 1901/20, berechnet nach den Monatstemperaturen der World Weather Records (H. H. Clayton (27)). Auch in den Tropen und in den Subtropen lassen sich bei Stationspaaren Mittelwerte verschiedener Perioden zur Bestimmung von Temperaturdifferenzen und damit für V verwenden, wenn die Grenzen der Brauchbarkeit der Ergebnisse nicht außer acht gelassen werden. Da die Jahresschwankungen von V im Äquatorbereich gering sind (vergl. Tabellen I—III), müssen wir für V eine zeitliche mittlere Stichprobenabweichung von $\leq \pm 0,05^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ fordern, um einen charakteristischen V-Jahresgang zu erhalten. Ziehen wir bei den Stationspaaren eine Höhendifferenz von 1000 m in Betracht, so ist vorsichts-

halber für jede Station eine mittlere Stichprobenabweichung der Monatsmittel $\leq 0,25^{\circ} \text{C}$ zu verlangen. Die Forderung ergibt für eine Station mit der mittleren Abweichung m bei n Beobachtungsjahren das Kriterium

$$\frac{m}{\sqrt{n}} \leq 0,25^{\circ} \text{C}$$

bzw. $n \geq 16 \text{ m}^2 \text{ Jahre}$.

Tab. 3 **Mittlere Abweichungen und mittlere Stichprobenabweichungen der mittleren Monatstemperaturen 1901/20 von Cochin (76° 17' E, 9° 58' N, H = 3 m) und Kodaikanal (77° 32' E, 10° 13' N, H = 2347 m) in °C.**

Mittlere Abweichungen der mittleren Monatstemperaturen:				
	Januar	April	Juli	Oktober
Cochin	0,5	0,5	0,5	0,4
Kodaikanal	1,0	0,8	0,6	0,5
Mittlere Stichprobenabweichungen der mittleren Monatstemperaturen:				
	Januar	April	Juli	Oktober
Cochin	0,1	0,1	0,1	0,1
Kodaikanal	0,2	0,2	0,1	0,1

Nehmen wir in Monsunindien $m^2 = 0,6$ an, so reichen etwa 10jährige Beobachtungsperioden aus, um den V-Jahresgang sicherzustellen.

Beträgt die Höhendifferenz 1500 m, so lautet das entsprechende Kriterium abgerundet

$$n \geq 7 \text{ m}^2 \text{ Jahre}$$

In Räumen mit großen Jahresschwankungen von V, wie sie Rußland, Sibirien, Kanada und Alaska nachweisen, können auch größere zeitliche mittlere Stichprobenabweichungen zugelassen werden, ohne daß dadurch der typische Jahresgang verwischt wird. Für $\pm 0,1^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ ergibt sich analog zu den oberen Kriterien bei 1000 m Höhendifferenz

$$n \geq 4 \text{ m}^2 \text{ Jahre},$$

und ebenso für $\pm 0,2^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$

$$n \geq \text{m}^2 \text{ Jahre}.$$

b) Die korrespondierenden mittleren Temperaturdifferenzen von Stationspaaren.

Erstrebenswert wird es immer sein, die Temperaturmittelwerte der beiden Stationen eines Paares einer einheitlichen Periode zu entnehmen. Es erhebt sich dann wiederum die Frage, welche mittleren Stichprobenabweichungen die mittleren korrespondierenden Temperaturdifferenzen besitzen und wie lange die Beobachtungsperioden mindestens sein müssen, damit eine hinreichende Genauigkeit der V-Jahresgänge gesichert wird. Gleichzeitig ist zu untersuchen, in welcher Weise die mittleren Stichprobenabweichungen der korrespondierenden Temperaturdifferenzen von der Höhendifferenz und von dem Horizontalabstand der Stationspaare abhängig sind. Denn es wird sich nicht vermeiden lassen, daß die Höhendifferenzen uneinheitlich und die Horizontalabstände unter Umständen beträchtlich werden (vergl. Abschnitt 4b).

J. v. Hann (59) weist darauf hin, daß die korrespondierenden Temperaturdifferenzen, die bei Stationen annähernd gleicher Höhenlage und bis zu mehreren hundert km Entfernung als relativ konstant angesehen werden können, bei größeren Höhenunterschieden und besonders in den Wintermonaten beachtliche Veränderlichkeiten aufweisen.

In der Tabelle 4 sind von ausgewählten Stationspaaren Mitteleuropas die mittleren Stichprobenabweichungen in Prozent der jeweiligen Temperaturdifferenzen (Periode 1901/30) angegeben. Es ist verständlich, daß die in dieser Tabelle angegebenen Prozentsätze der mittleren Stichprobenabweichungen bei gleichen m-Werten

*) Die durchschnittliche Abweichung $\pm \frac{\sum |e_k|}{n}$ ist bei einer Gaußschen Normalverteilung bekanntlich $\sqrt{\frac{2}{\pi}}$ m.

Tab. 4 Mittlere Temperaturdifferenzen in °C von ausgewählten Stationspaaren Mitteleuropas mit mittleren Stichprobenabweichungen von Januar bis Dezember während der Periode 1901 — 1930

Stationspaar	s km	h m														
Wasserleben/ Schmatzfeld			4,8	5,1	6,0	6,5	6,7	6,9		6,6	6,7	5,9	5,4	5,1	4,9	
— Brocken	20	1000	6 ⁰ / ₀	6 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	
Harzgerode			2,8	3,2	4,2	4,9	5,1	5,4		5,2	5,0	4,0	3,4	3,1	2,9	
— Brocken	40	750	9 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀		2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	
Göttingen			4,8	5,3	6,6	7,2	7,1	7,3		6,8	6,6	5,7	5,3	5,1	5,0	
— Brocken	60	1000	6 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	
Hannover			5,6	5,9	6,8	7,4	7,4	7,5		7,5	7,1	6,5	6,0	5,7	5,6	
— Brocken	90	1090	5 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	
Kassel			4,7	5,5	6,6	7,2	7,0	7,1		6,8	6,7	6,0	5,5	5,0	4,8	
— Brocken	90	950	7 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	
Erfurt			3,8	4,6	6,0	6,9	7,0	7,1		6,6	6,7	5,8	4,9	4,2	4,2	
— Brocken	100	930	8 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	
Zum Vergleich :																
Berlin			4,9	5,4				8,9		8,8				5,5	4,9	
— Brocken	200	1090	5 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀				1 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀				5 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	
Darmstadt			5,4	6,5				8,5		8,2				5,7	5,6	
— Brocken	260	1000	6 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀				2 ⁰ / ₀		2 ⁰ / ₀				4 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	
Emden			5,8	6,0	6,4	6,7	6,2	6,5		6,3	6,4	6,3	5,9	5,9	5,8	
— Brocken	290	1090	4 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀		2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	
Kleve			6,3	6,8	7,3	7,5	7,2	7,0		6,8	6,8	6,5	6,1	6,0	6,1	
— Brocken	310	1010	4 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	
Hannover			1,8	1,3	0,8	0,5	0,4	0,4		0,4	0,4	0,7	1,1	1,3	1,4	
— Erfurt	180	160	8 ⁰ / ₀	14 ⁰ / ₀	10 ⁰ / ₀	19 ⁰ / ₀	29 ⁰ / ₀	28 ⁰ / ₀		32 ⁰ / ₀	27 ⁰ / ₀	18 ⁰ / ₀	9 ⁰ / ₀	10 ⁰ / ₀	8 ⁰ / ₀	
Wasserleben/ Schmatzfeld			2,0	1,9				1,5		1,4				2,0	2,0	
— Harzgerode	40	250	4 ⁰ / ₀	6 ⁰ / ₀				4 ⁰ / ₀		5 ⁰ / ₀				3 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	
Schreiberhau			4,2	5,0	5,9	6,5	6,5	6,6		6,5	6,3	5,8	5,4	4,6	4,3	
— Schneekoppe	20	980	7 ⁰ / ₀	6 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	
Breslau			6,1	6,9	8,9	10,3	10,5	10,9		10,7	10,2	9,2	7,9	7,0	6,3	
— Schneekoppe	100	1470	5 ⁰ / ₀	6 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	
Partenkirchen			8,8	10,3	12,6	13,7	13,8	13,8		13,6	13,2	12,4	11,0	9,6	8,7	
— Zugspitze	15	2250	4 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	<1 ⁰ / ₀		<1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	
Mittenwald			9,2	10,3	12,0	12,7	12,9	12,9		12,8	12,2	11,5	10,8	10,0	9,4	
— Zugspitze	20	2050	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	<1 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	
Hohenpeißenberg			9,5	10,0	11,4	12,0	12,5	12,7		12,9	12,4	11,4	10,2	9,3	9,3	
— Zugspitze	40	1970	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀		1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	1 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	
Zugspitze			1,7	1,8	1,8	1,6	1,4	1,0		0,9	0,8	1,2	1,3	1,6	1,7	
— Sonnblick	150	140	7 ⁰ / ₀	9 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀		5 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀	6 ⁰ / ₀	8 ⁰ / ₀	8 ⁰ / ₀	6 ⁰ / ₀	
Brocken			2,5	2,7	2,8	2,5	2,4	2,2		2,2	2,1	2,3	2,2	2,2	2,3	
— Schneekoppe	370	470	5 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀		4 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	6 ⁰ / ₀	6 ⁰ / ₀	7 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	
Brocken			6,8	7,2	7,5	7,9	8,4	8,3		8,5	7,7	7,4	6,8	6,3	6,5	
— Zugspitze	480	1810	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀		2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	2 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	
Schneekoppe			4,3	4,5	4,7	5,4	6,0	6,1		6,3	5,6	5,1	4,6	4,1	4,2	
— Zugspitze	500	1340	4 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	4 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀		3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	3 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	5 ⁰ / ₀	

der korrespondierenden mittleren Temperaturdifferenzen umgekehrt proportional sind. Große Temperaturdifferenzen ergeben kleine Prozentsätze der mittleren Stichprobenabweichungen. — Da in Mitteleuropa die mittleren Temperaturdifferenzen zwischen Basis- und Hochstation im Sommer wesentlich größer sind als im Winter (ausgenommen Gipfelstationen untereinander), üben sie jahreszeitlich eine gleichsinnige Wirkung aus wie die m -Werte auf die Prozentsätze. Die Prozentsätze werden dadurch im Sommer sehr klein und im Winter beachtlich groß. Geringe Höhenunterschiede zwischen Hoch- und Basisstation wirken sich demnach ungünstig auf die mittleren Stichprobenabweichungen der mittleren Temperaturdifferenzen und damit auch auf die der V -Werte aus. Trotz verhältnismäßig geringer m -Werte sind z. B. bei Harzgerode-Brocken (vergl. Tab. 4) die entsprechenden mittleren Stichprobenabweichungen der mittleren Temperaturdifferenzen groß. Welch beachtliche prozentuale mittlere Stichprobenabweichungen bei geringem Höhenunterschied und großer Horizontalentfernung auftreten können, ist an dem in Tab. 4 zum Vergleich angeführten Beispiel Hannover - Erfurt zu ersehen.

Im Vergleich zu den angeführten Abhängigkeiten ist nach Tab. 4 die Abhängigkeit der Prozentsätze von der Horizontalentfernung der Stationen eines Paares bei einer Höhendifferenz der Größenordnung 1000 m von untergeordneter Bedeutung.

Problematisch sind auch die mittleren Temperaturdifferenzen zwischen weit voneinander entfernten Gipfelstationen mit kleinem Höhenunterschied. Ein typisches Beispiel ist das Stationspaar Zugspitze-Sonnblick in Tab. 4. Nach (69) werden die stark überadiabatischen Gradienten im Winter mit maximal $1,27^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ durch die Ausstrahlung erklärt, die im Zentrum der Alpen in dieser Jahreszeit eine vertikal mächtigere und kältere Kaltluft als im Randgebiet bei der Zugspitze erzeugt. Demnach ist der angeführte „überadiabatische“ Gradient durch einen Horizontaleffekt bedingt. Im Gegensatz zur relativ glatten Oberfläche Grönlands und der Antarktis verhindert das starke Profil der Alpen durch zu starke Reibung des Schwerewindes ein wirksames Abfließen der Kaltluft. Die weniger hoch reichenden Störungen, die im Winter häufiger sind, beeinflussen danach im wesentlichen eher die Zugspitze am Rande der Alpen als den Sonnblick im Zentrum und üben eine vergrößernde Wirkung auf die Mittel der Temperaturdifferenzen aus. Die Lage des Sonnblick besitzt also bezüglich der Lufttemperatur kontinentale Charakter als die Zugspitze, trotz größerer Höhe (vergl. F. Steinhäuser (181), 207). Dies drückt sich dann in der mittleren Jahresschwankung aus, die beim Sonnblick $14,2^{\circ} \text{C}$ (F. Steinhäuser (179), 7) und bei der Zugspitze $13,2^{\circ} \text{C}$ beträgt. — Auch die Schneekoppe liegt bezüglich des Brockens kontinentaler, so daß sogar noch bei 470 m Höhendifferenz die mittleren Temperaturdifferenzen im Sommer ein schwaches Minimum aufweisen. Dagegen zeigen Brocken — Zugspitze und Schneekoppe — Zugspitze den für Mitteleuropa üblichen Jahresgang.

Alle diese Betrachtungen beziehen sich auf Mitteleuropa. Sie lassen jedoch Rückschlüsse auf die anderen Räume der Erde zu. Wie schon in Abschnitt 3a erwähnt, sind in den kontinentalen Gebieten des eurasischen Kontinents und entsprechend Nordamerikas etwa 50% höhere mittlere Abweichungen der winterlichen Monatsmittel der Lufttemperatur zu erwarten als in Mitteleuropa. Dagegen besitzen Stationen mit maritimer oder äquatornäherer Lage geringere mittlere Abweichungen der Lufttemperatur. Für unsere Genauigkeitsbetrachtungen interessieren uns die Gebiete mit den größten mittleren Abweichungen der mittleren Monatstemperaturen im Winter, wie Sibirien, Nord- und Mit-

telrußland, sowie das Innere und der Nordosten von Nordamerika. Für diese Gebiete können ebenfalls etwa um 50% höhere Werte der mittleren Abweichungen der korrespondierenden mittleren Temperaturdifferenzen zwischen Stationspaaren veranschlagt werden als in Mitteleuropa. Diese Abschätzung stimmt größenordnungsmäßig mit Untersuchungen von E. Rubinstein (156) für Nordrußland überein.

Gehen wir von einer Höhendifferenz zwischen Basisstation und Hochstation von 1000 m aus, so lauten analog zu Abschnitt 3a die Kriterien der Genauigkeitsangabe von V für die dazu notwendige Anzahl n der Beobachtungsjahre in allen Räumen der Erde

$n \geq 4 \text{ m}^2$	für $\pm 0,05^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$,	Höhendifferenz $h = 1000 \text{ m}$.
$n \geq \text{m}^2$	für $\pm 0,1^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$,	
$n \geq \text{m}^2/4$	für $\pm 0,2^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$,	

Beträgt in Nordrußland z. B. in einem Wintermonat $m = 3^{\circ} \text{C}$, so sind für eine Genauigkeitsangabe von $\pm 0,1^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ bei einer Höhendifferenz von 1000 m etwa 10 Jahre gleichzeitige Beobachtungsdauer beim Stationspaar notwendig. Da die Jahresschwankung von V in den kontinentalen Gebieten jedoch allgemein große Beträge von der Größenordnung $0,5^{\circ} - 1^{\circ} \text{C}$ aufweist, genügt notfalls auch die Genauigkeit $\pm 0,2^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$, um den Typ des Jahresganges von V sicherzustellen. Dazu wären dann entsprechend 3 Beobachtungsjahre ausreichend. — In Mitteleuropa müssen wir für die Wintermonate $m = 2^{\circ} \text{C}$ setzen und wegen der geringen Jahresschwankung von V die Genauigkeitsangabe $\pm 0,1^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ oder besser noch $\pm 0,05^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ anstreben. Im letzteren Fall sind dann dazu etwa 16 Beobachtungsjahre notwendig, im ersteren Fall 4 Beobachtungsjahre, also im Durchschnitt etwa 10 Jahre.

In den äquatornahen Gebieten werden die m -Werte klein, dafür ist aber auch die Jahresschwankung von V gering, so daß wir dort möglichst eine Genauigkeitsangabe von $\pm 0,05^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ erhalten sollten. Als Beispiel kann uns in Monsunindien das schon in Abschnitt 3a angeführte Stationspaar Cochín-Kodaikanal dienen. Die m -Werte der korrespondierenden mittleren Temperaturdifferenzen beider Stationen sind

für den Januar	$m = 1,1^{\circ} \text{C}$
u. für den Juli	$m = 0,7^{\circ} \text{C}$.

Für die geforderte Genauigkeitsangabe $\pm 0,05^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ sind demnach im Januar etwa 5 Jahre gleichzeitige Beobachtungen notwendig.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß für die Untersuchung des Jahresganges von V hinsichtlich der zeitlichen mittleren Stichprobenabweichungen die Verhältnisse am ungünstigsten in Klimagebieten liegen, die den mitteleuropäischen Klimaten entsprechen. Diese Gebiete mit zeitlich rasch wechselndem Witterungscharakter besitzen relativ hohe winterliche m -Werte der korrespondierenden mittleren Temperaturdifferenzen zwischen Basis- und Hochstationen. Dagegen ist die Jahresschwankung von V gering. Um brauchbare Ergebnisse bei 1000 m Höhendifferenz sicherzustellen, sind dort etwa 10 Jahre gleichzeitige Temperaturbeobachtungen notwendig. Zur Charakterisierung des Jahresganges von V genügen in den kontinentaler oder äquatornäher gelegenen Räumen weniger Beobachtungsjahre. Hier reichen u. U. 3—5 Jahre mit gleichzeitigen Beobachtungen aus. Müssen zur Bestimmung von V Stationspaare verwendet werden, bei denen die Stationen größere Horizontalentfernung voneinander besitzen, so ist der Einfluß der Entfernung auf die zeitliche Stichprobenabweichung der mittleren korrespondierenden Temperaturdifferenzen von unwesentlicher Bedeutung gegenüber dem Einfluß der Temperaturdifferenz selbst.

Stehen für die Bestimmung der V-Jahresgänge nur Temperaturmittelwerte relativ kurzer Beobachtungsdauer zur Verfügung, so ist es empfehlenswert, die einzelnen Monatswerte von V nach dem Verfahren auszugleichen, wie es z. B. J. v. H a n n (65) im Semmeringgebiet der Alpen für den Beobachtungsabschnitt 1907/08 angewendet hat. Es werden für jeden Monat gleitende Dreimonatsmittel berechnet, wobei der betrachtete Monat das doppelte Gewicht erhält. Bezeichnen wir z. B. den errechneten V-Wert des Monats Januar mit a, den des Monats Februar mit b und den des Monats März mit c, so beträgt der ausgeglichene Wert für den Februar

$$\frac{a + 2b + c}{4}$$

Dadurch werden die zeitlich zufälligen Abweichungen vom langjährigen Mittel etwas ausgeglichen, da eine geringere Wahrscheinlichkeit besteht, daß alle drei der einzelnen Monate gleichsinnig vom langjährigen Mittel abweichen. Nachteilig bei diesem Verfahren ist die Milderung der extremen Werte von V und die u. U. eintretende Unterdrückung schwacher sekundärer Maxima und Minima. Da letztere bei kurzen Beobachtungsperioden sowieso oft fragwürdige Bedeutung besitzen, kann das geschilderte Ausgleichsverfahren mit etwas Vorsicht ohne weiteres zur Bestimmung von V-Jahresgängen angewandt werden.

4. Der räumliche Stichprobencharakter

a) Der Einfluß der Geländeform im Raum des Standorts der Beobachtungsstationen.

Das Netz der Klimabeobachtungsstationen ist für eingehende Betrachtungen lokal klimatischer Verhältnisse in vielen Ländern der Erde nicht dicht genug, um überall die örtlichen Abweichungen der Temperaturmittel von den für die betreffende Landschaft, geographische Breite und Länge, sowie Höhenstufe charakteristischen Werten quantitativ exakt zu erfassen. In den örtlichen Abweichungen der Beobachtungswerte von den charakteristischen Werten sind die Fehlermöglichkeiten durch die Art der Aufstellung der Thermometer, die Durchführung der rechnerischen Methode der Mittelbildung und sonstige Fehlerquellen eingeschlossen. Die Fehler der rechnerischen Methode der Mittelbildung werden jedoch bei Temperaturdifferenzen zwischen 2 Stationen hinreichend eliminiert, wenn die Mittelbildung an beiden Stationen nach der gleichen Methode erfolgt.

In den meisten Fällen sind wir gezwungen, durch Vergleiche mit Nachbarstationen oder mit Stationen, die analoge bzw. entgegengesetzte geographische Verhältnisse besitzen, zu entscheiden, wieweit die betreffenden mittleren Lufttemperaturen als repräsentativ anzusehen sind. Es üben die Formen der Erdoberfläche im Bereich der Beobachtungsstationen auf die Temperaturmittel und damit auch auf die V-Werte von Stationspaaren wohl den am stärksten zu berücksichtigenden Einfluß aus. V. C o n r a d (28) faßt die durch Vergleiche konkreter Beispiele bezüglich der Kleinformen gewonnenen Erfahrungen zusammen, so daß es sich erübrigt, an dieser Stelle nochmals ausführlich darauf einzugehen. Da die Anzahl der ausgeprägten Gipfelstationen auf der Erde gering ist, interessiert uns vor allem für die vorliegende Untersuchung die Beantwortung der Frage, in welchem Maße die Formen der Erdoberfläche die V-Werte von Stationspaaren beeinflussen und wie diese Beeinflussung hinreichend unterdrückt werden kann, wenn die Hochstationen keine ausgesprochenen Gipfelstationen sind. Zur Beantwortung dieser Frage empfiehlt es sich wiederum von Mitteleuropa auszugehen, da es sich hier um Räume handelt, die eine hinreichend große

Reliefenergie aufweisen und außerdem eine ausgesprochene Kampfzone zwischen polaren und subtropischen Luftmassen darstellen. Dabei ist die Jahreschwankung von V relativ gering, so daß insgesamt ungünstige Verhältnisse für die Gewinnung von repräsentativen V-Jahresgängen vorliegen. Vorteilhaft wirkt sich zur Beantwortung der oben erwähnten Fragestellung das vorhandene dichte Netz der Beobachtungsstationen aus.

Denken wir uns eine Beobachtungsstation in einem so weiträumig ebenen Gelände gelegen, daß in windstillen Strahlungsnächten weder die sich in dem unteren Bereich der Grundschicht der Atmosphäre abkühlende Luft abfließt, noch andere entsprechende Luft aus der Umgebung zufließt, so können wir die Lufttemperatur dieser Station als für die Höhenstufe dieses Raumes charakteristisch ansehen, sofern wir von andersartigen lokalklimatisch beeinflussenden Faktoren absehen. Erfahrungsgemäß besitzen in Europa nicht viele Klimastationen diese Eigenschaft. Der weitaus größte Prozentsatz der Klimastationen liegt im Bereich einer konkaven Oberflächenform (Tal, Becken), ein geringer Prozentsatz im Bereich konvexer Oberflächenformen. Immerhin werden im allgemeinen die Klimastationen von den Klimadiensten ihrer Länder so eingerichtet, daß ihre Mittelwerte eine gewisse repräsentative Bedeutung hinsichtlich der betreffenden Räume besitzen. Aus diesem Grunde ist es überflüssig, besonders extreme lokale Abweichungen zu berücksichtigen, wie sie z. B. W. S c h m i d t (164) für die Ansammlung und Bildung kalter Luft im Winter in einer Doline in den Alpen beim Lunzer See angibt.

Wollen wir eine statistische Übersicht über die lokalklimatischen Abweichungen der Mitteltemperaturen von den für die betreffenden Stationen topographisch charakteristischen Werten gewinnen, so ist dies nur über die systematische Ausgleichung der Werte zahlreicher Stationen möglich. Entnehmen wir dem Band II der Klimakunde des Deutschen Reiches (151) die Stationen, die zwischen 50° 30' N und 50° 59' N, sowie 7° 30' E und 18° 30' E je einschließlich liegen, so erhalten wir für diesen zonalen Gebietsstreifen ohne die Klimastation Niederschreiberhau 73 Stationen zwischen 175 m und 1618 m. Die Station Niederschreiberhau konnte weggelassen werden, da das sehr nahe gelegene Schreiberhau vertreten ist. In diesem schmalen zonalen Gebietsstreifen dürfen wir die meridionalen Temperaturgradienten vernachlässigen und die mittlere Temperatur jeder Beobachtungsstation als Funktion der geographischen Länge und der Höhe über dem Meeresspiegel ansetzen in der Form

$$T = T_0 + E \cdot \Delta\lambda - V \cdot H.$$

\bar{E} ist hier der horizontale Temperaturgradient in °C/Längengrad, T_0 ist die mittlere Monatstemperatur in $\lambda = 12^\circ$ E und $H = 0$ m. $\Delta\lambda$ stellt die Längendifferenz bezüglich $\lambda = 12^\circ$ E dar. Für eine graphische Darstellung in einem Koordinatensystem mit den Koordinaten $\Delta\lambda$ und H sind somit $\lambda = 12^\circ$ E und $H = 0$ m der Ursprung.

Tragen wir in dieses Koordinatensystem die mittleren Januartemperaturen 1881/1930 jeder Station ein, so erhalten wir für T_0 , \bar{E} und V durch graphische Ausgleichung die Näherungswerte

$$\begin{aligned} T_0 &= 0,4^\circ \text{ C,} \\ \bar{E} &= -0,2^\circ \text{ C je Längengrad} \\ \text{und } V &= +0,5^\circ \text{ C je 100 m Höhenunterschied.} \end{aligned}$$

Danach gleichen wir nochmals numerisch nach der G a u ß s c h e n Methode der kleinsten Quadrate aus (V. H a p p a c h (67)). Wir gewinnen die für Mitteldeutschland charakteristischen Januarwerte

$$\begin{aligned} T_0 &= 0,1 \pm 0,1^\circ \text{ C,} \\ \bar{E} &= -0,12 \pm 0,02^\circ \text{ C je Längengrad} \\ \text{und } V &= +0,43 \pm 0,02^\circ \text{ C je 100 m Höhenunterschied.} \end{aligned}$$

Für den Monat Juli ergeben sich nach demselben Verfahren die Werte

$$T_0 = 18,8 \pm 0,1^{\circ} \text{C},$$

$$E = +0,09 \pm 0,02^{\circ} \text{C je Längengrad}$$

und $V = +0,65 \pm 0,02^{\circ} \text{C je 100 m Höhenunterschied.}$

Da bei diesem Verfahren 73 Stationen ausgeglichen werden, sind die Ergebnisse der V-Werte als vollkommen repräsentativ für Mitteldeutschland während der Periode 1881/1930 anzusehen. Die V-Werte überlappen sich gut mit den Werten von C. M a i s e l (104), 22. Diese mit Hilfe von 25 ausgewählten Stationen Deutschlands aus der Periode 1881/1910 gewonnenen Werte besitzen im Januar den Bereich 0,45 bis 0,47^o C je 100 m und im Juli denjenigen von 0,61 bis 0,72^o C je 100 m.

Die geringen mittleren Abweichungen von V mit $\pm 0,02^{\circ} \text{C je 100 m}$ zeigen deutlich, daß es bei einer genügend großen Anzahl von Stationen berechtigt ist, letztere alle ohne Rücksicht auf Konkav- oder Konvexlage für die Ausgleichung zu verwenden.

Besonders interessieren wird uns, wie die mittleren Monatstemperaturen der einzelnen Stationen von denjenigen Temperaturen abweichen, die wir mit der ausgeglichenen Funktionsgleichung berechnen. Für den Monat Januar ergibt sich die folgende Häufigkeitsverteilung:

Abweichung vom Funktionswert in ^oC. $\pm 0,1 \ 0,2 \ 0,3 \ 0,4 \ 0,5 \ 0,6 \ 0,7 \ 0,8 \ 0,9 \dots 1,2$

Anzahl der Stationen $22 \ 12 \ 8 \ 7 \ 7 \ 4 \ 6 \ 5 \ 1 \ 1.$

Die mittlere Abweichung vom Funktionswert beträgt 0,45^o C. Innerhalb des Bereiches der mittleren Abweichung $\pm 0,4^{\circ} \text{C}$ (einschließlich) liegen 49 Stationen — das sind 67%. Die strenge G a u ß s c h e Verteilung verlangt 68%. Größere Abweichungen als $\pm 0,8^{\circ} \text{C}$ vom ausgeglichenen Funktionswert sind selten. Das ist ein sehr erfreuliches Ergebnis. Es spricht für die Güte der Beobachtungsstationen und der Reduktionsverfahren auf die einheitliche Periode 1881/1930.

Analog ergibt sich die Häufigkeitsverteilung für den Monat Juli 1881/1930:

Abweichung vom Funktionswert in ^oC. $\pm 0,1 \ 0,2 \ 0,3 \ 0,4 \ 0,5 \ 0,6 \ 0,7 \ 0,8 \ 0,9 \dots 1,6$

Anzahl der Stationen $25 \ 9 \ 18 \ 9 \ 3 \ 1 \ 3 \ 2 \ 2 \ 1.$

Die mittlere Abweichung vom Funktionswert beträgt 0,41^o C. Innerhalb des Bereiches der mittleren Abweichung $\pm 0,4^{\circ} \text{C}$ (einschließlich) liegen 61 Stationen — das sind 82%.

Das Ergebnis dieser statistischen Untersuchung ist etwas überraschend, denn es zeigt, daß die lokalklimatischen Verhältnisse bei langjährigen Temperaturmitteln in den Mittelgebirgslandschaften Mitteleuropas im Winter im allgemeinen nicht überbewertet werden dürfen. Die örtlich bedingten Abweichungen sind im Mittel in diesen Landschaften nicht größer als die zeitlichen Stichprobenabweichungen einer 30jährigen Periode (vergl. Abschn. 3a). Zweifellos werden Klimastationen in den tief eingeschnittenen Tälern der europäischen Hochgebirge größere lokalbedingte Abweichungen der Temperaturmittel aufweisen. Sie sind aber durch ihre eindeutige Lage sofort erkennbar und können deshalb als Sonderfälle isoliert werden, genau so wie die Stationen in ausgesprochen kontinentalen Räumen der mittleren und nördlichen Breiten.

Fragen wir wieder nach der Mindesthöhendifferenz, die erforderlich ist, um hinsichtlich der lokalklimatisch

bedingten Abweichungen der Temperaturmittel den Typ des Jahresganges von V hinreichend sicherzustellen, so gehen wir in Mitteleuropa von den oben angeführten Häufigkeitsverteilungen aus. Ordnen wir jeder Station eines Paares eine lokalklimatisch bedingte Abweichung von der Größenordnung $\pm 0,5^{\circ} \text{C}$ zu, so bekommen wir für die Temperaturdifferenz eines Stationspaares im ungünstigen Fall die Abweichung $\pm 1^{\circ} \text{C}$. Sollen die V-Werte der einzelnen Monate eine Genauigkeit $\pm 0,1^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ besitzen, so erhalten wir als Mindesthöhendifferenz $h = 1000 \text{ m}$. Bei einer Höhendifferenz $h = 500 \text{ m}$ wird die entsprechende Unsicherheit $\pm 0,2^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$. In den mittleren und höheren Breiten darf also die Höhendifferenz zwischen Basis- und Hochstation keinesfalls 500 m unterschreiten und sollte möglichst 1000 m betragen, um den V-Jahresgang sicherzustellen.

Schließlich wird uns noch interessieren, wie weit die mit Stationspaaren gewonnenen V-Werte in den deutschen Mittelgebirgen von den ausgeglichenen Werten für V abweichen. Im folgenden werden die entsprechenden V-Werte einander gegenübergestellt (Periode 1881/1930):

	Januar	Juli
Ausgleichswert von 73 Stationen	43	65
Wasserleben/Schmatzfeld (154 m) — Brocken (1150 m)	43	67
Schreiberhau (640 m) — Schneekoppe (1618 m)	43	64

(Die Wertangabe erfolgt in Zentigrad.)

Die auffallend gute Übereinstimmung der Werte rechtfertigt eine Bestimmung von V mit geeigneten Stationspaaren, die einen Höhenunterschied von rund 1000 m bei einer hinreichend kurzen Horizontalentfernung aufweisen. Durch eine Höhendifferenz von etwa 1000 m wird auch die Verwendung von Hochstationen ermöglicht, die schwächere, d. h. nicht gerade extreme Konkavlagen besitzen, weil genügend große Höhendifferenzen die lokalklimatischen Abweichungen so weit unterdrücken, daß der Typ des V-Jahresganges gewährleistet wird. Diese Tatsache erleichtert wesentlich die Bearbeitung der V-Jahresgänge mittels Stationspaaren in den verschiedenen Klimagebieten, da in den meisten Fällen nur unzureichende Unterlagen hinsichtlich der topographischen Lageverhältnisse der Beobachtungsstationen zur Verfügung stehen.

b) Der Einfluß des Horizontalabstandes bei Stationspaaren.

Werden die V-Werte mit Hilfe von Stationspaaren berechnet, so enthalten die zugrunde gelegten mittleren Temperaturdifferenzen einen Anteil, der vom horizontalen Temperaturgefälle herrührt. Letzteres ist im wesentlichen abhängig von der unterschiedlichen Lage der Stationen eines Paares hinsichtlich geographischer Breite und Kontinentalität. Der mittlere horizontale Temperaturgradient zwischen zwei Stationen wird nach Abschnitt 2 mit E bezeichnet und die Größe in Celsiusgraden je 100 km angegeben. Liegt im Winter die Basisstation polnäher und kontinentaler als die Hochstation, so führt der Einfluß von E zu einer Verringerung des V-Wertes. Bei umgekehrter Lage erhalten wir einen zu großen Wert von V. Im Sommer ruft eine kontinentälere Lage der Basisstation als die der Hochstation bei gleicher geographischer Breite eine Vergrößerung von V hervor usw.

Es wird erstrebenswert sein, bei der Bestimmung von V den Einfluß von E weitgehend zu eliminieren. Im einfachsten Fall geschieht dies durch einen möglichst geringen Horizontalabstand zwischen der Basis- und der Hochstation, wobei dann E vernachlässigt werden kann. Jedoch kann dieser Idealfall nur mit einem genügend

dichten Stationsnetz bei nicht zu großen E-Werten verwirklicht werden. In Räumen mit weniger dichtem Stationsnetz oder mit größeren E-Werten lassen sich letztere mit einem geeigneten Hilfspaar geringer Höhendifferenz nach einem Verfahren näherungsweise eliminieren, wie es wohl erstmalig H. Lautensach (93) angibt.

Dieses Verfahren behandelt die Größen V und E eines Monats als zwei Unbekannte, die mit zwei linearen Bestimmungsgleichungen errechnet werden können. Die erste Gleichung gewinnt man mit dem Stationspaar Basisstation — Hochstation, die zweite mit dem geeignet gewählten Hilfspaar. Nach den Definitionen von Abschnitt 2 ist für das Hauptpaar

$$[1] \quad t_1 = \frac{s_1 \cdot E}{100} + \frac{h_1 \cdot V}{100 \cdot 100}$$

und analog für das Hilfspaar

$$[2] \quad t_2 = \frac{s_2 \cdot E}{100} + \frac{h_2 \cdot V}{100 \cdot 100}$$

In den Gleichungen [1] und [2] sind die bekannten Größen t_1 , t_2 , s_1 , s_2 , h_1 und h_2 einzusetzen. Die Auflösung erfolgt dann nach E und V.

Das folgende Beispiel in Palästina soll als Erläuterung dienen. Das Hauptpaar ist Acre ($32^\circ 56' N$, $35^\circ 06' E$, $H = 10$ m) u. Mt. Kena'an ($32^\circ 59' N$, $35^\circ 30' E$, $H = 935$ m). Als Hilfspaar verwenden wir Haifa, Mt. Carmel ($32^\circ 48' N$, $34^\circ 59' E$, $H = 300$ m) und Tabor, Agr. School ($32^\circ 42' N$, $35^\circ 24' E$, $H = 145$ m). Die Temperaturmittelwerte nehmen wir für den Juli aus (177).

Der Horizontalabstand beim Hauptpaar und beim Hilfspaar beträgt jeweils 40 km. In diesem Gebiet existiert eine rasche Abstufung der auf Meereshöhe reduzierten Juliisothermen ins Landinnere hinein. Die Isothermen verlaufen nahezu küstenparallel. Desgleichen liegen die Verbindungslinien der Stationspaare parallel zueinander. Setzen wir die Werte in die Gleichungen [1] und [2] ein (Acre $25,7^\circ C$, Mt. Kena'an $23,6^\circ C$, Haifa, Mt. Carmel $24,3^\circ C$ und Tabor $27,4^\circ C$), so erhalten wir

$$[1] \quad 9,3 \frac{V}{100} + \frac{40}{100} E = 2,1$$

$$[2] \quad -1,6 \frac{V}{100} + \frac{40}{100} E = -3,1$$

$$10,9 \frac{V}{100} = 5,2$$

$$V = 48$$

$$\text{und } E = -5,7.$$

Die Temperatur nimmt danach mit der Höhe um $0,48^\circ C/100$ m ab und landeinwärts um $5,7^\circ C/100$ km zu. Hätten wir nur das Hauptpaar verwendet, so wäre $V = 0,23^\circ C/100$ m geworden.

Existieren ungleiche Horizontalabstände s_1 und s_2 bei den verwendeten Paaren, so ist entsprechend die 2. Gleichung in der Weise zu erweitern, daß E eliminiert werden kann. Die geraden Verbindungslinien der Stationen des Hauptpaares und des Hilfspaares müssen die auf gleiches Niveau reduzierten Isothermen des betreffenden Raumes möglichst unter gleichem Winkel schneiden. Weiterhin wird bei diesem Verfahren einfachheitshalber angenommen, daß die reduzierten Isothermen gleichabständig liegen, d. h. die E-Werte linearen Charakter besitzen. Zur Übersicht der Verhältnisse können Karten mit auf den Meeresspiegel reduzierten Isothermen dienen. Es ist aber zu beachten, daß bei diesen Karten meistens für alle Jahreszeiten und Höhenstufen der einheitliche V-Wert $0,5^\circ C/100$ m verwendet wird. Die Temperaturdifferenz beim Hilfspaar muß mindestens so groß sein, daß die lokalen Verhältnisse keinen Vorzeichenfehler bei E verursachen. In vielen Fällen wird es nicht möglich sein, ein geeignetes zum Hauptpaar parallel gelegenes Hilfspaar zu finden. Als Not-

behelf kann dann eine dritte Station dienen, die auf der Geraden Basisstation — Hochstation liegt und mit einer der beiden Stationen ein Hilfspaar bildet.

Im ganzen gesehen sind die Ergebnisse, die mit dem geschilderten Verfahren gewonnen werden, natürlich nur Näherungswerte. Sie sind aber bei richtiger Benützung des Verfahrens immer noch besser als diejenigen Ergebnisse, bei denen existierende größere E-Werte nicht berücksichtigt werden. Bezüglich der zeitlichen mittleren Stichprobenabweichungen bestehen nach Abschnitt 3b auch bei größeren Horizontalabständen der Stationen eines Paares keine Bedenken.

Betrachten wir die Ergebnisse der Abschnitte 3 und 4, so ist deutlich zu erkennen, daß bei den quantitativen Angaben von V der 2. Dezimale nach dem Komma für vergleichende Untersuchungen nur eine sehr eingeschränkte Bedeutung zukommt. Erfolgt die Angabe von V in Zentigrad Celsius je 100 m, so gilt diese Aussage entsprechend für die letzte Ziffer.

Es existieren einige Untersuchungen, die sich mit der Abhängigkeit der V-Werte von der Lage der Basisstation zur Hochstation befassen. J. Maurer (106) berechnete V-Werte von der Nordseite und der Südseite der Westalpen auf 3 Dezimalen (!) nach dem Komma und zeigte, daß die V-Werte auf der Nordseite durchweg von der Größenordnung $0,1^\circ C/100$ m kleiner sind als auf der Südseite. Ein entsprechendes Ergebnis kann J. v. Hann — K. Knoch (66), 237 für die Ostalpen entnommen werden. Nicht klar ersichtlich ist bei diesen Angaben, wieweit die E-Werte berücksichtigt und eliminiert wurden, so daß zumindest für die Sommermonate diese Ergebnisse mit entsprechender Vorsicht zu beurteilen sind. Zu analogen Schlussfolgerungen gelangt man bei den Untersuchungen von R. Holzappel (73) für die Gipfelstation Schneeberg (Fichtelgebirge) und verschiedene Basisstationen. Hier ergeben im Winter natürlich die westlichen Basisstationen größere V-Werte als die östlichen. Im Sommer liegen dann die Verhältnisse umgekehrt.

In Räumen mit durchgreifenden einheitlichen Luftmassenversetzungen, wie in den Monsun- und Passatregionen, können dagegen reelle Unterschiede der V-Werte von Luv- und Leeseite der Gebirge auftreten. Nach J. v. Hann — K. Knoch (66), 239 sind in Monsunindien die V-Werte auf der regenärmeren Leeseite um etwa $0,2^\circ C/100$ m größer als auf der regenreicheren Luvseite. Die größeren V-Werte auf der Leeseite lassen sich durch die ausgeprägten Temperaturoppositionen zwischen trockener Niederung im Lee und den feuchtbewaldeten Höhen bzw. durch ein mehr trockenadiabatisches Absteigen von Luftmassen im Gegensatz zur Luvseite erklären. Da auch bei diesen Untersuchungen keine E-Werte berücksichtigt wurden, ist mit etwas kleineren Unterschieden als $0,2^\circ C/100$ m zu rechnen. — Sehr deutlich ist der Unterschied der V-Werte zwischen Luv- und Leeseite der Nordost-Passatströmung auf der Insel Madeira zu erkennen (Tab. VII). Die während des ganzen Jahres geringeren V-Werte der Nordseite (Luv) gegenüber der Südseite (Lee) sind bedingt durch die großen klimatischen Gegensätze zwischen der unteren Nordregion und der unteren Südregion der Insel. H. Lautensach (96) ist zu entnehmen, daß die Jahresniederschlagsmenge der unteren Nordregion im Raume der einsetzenden Steigungsregen etwa das 2- bis 3fache derjenigen der unteren Südregion beträgt. Außerdem sind die mehrjährigen Monatsmittel der Lufttemperatur in der unteren Nordregion während des ganzen Jahres von der Größenordnung $1-2^\circ C$ niedriger als in den entsprechenden Höhenlagen der unteren Südregion.

An ausgeprägten Rändern von Hochplateaus wird die Bestimmung von V problematisch. Liegt die Basisstation unterhalb des Randes und die Hochstation am

Rand des Plateaus, dann ist es in vielen Fällen kaum möglich, die mittleren Temperaturdifferenzen des Stationspaares in hinreichend richtige V- und E-Komponenten zu zerlegen, weil brauchbare Hilfspaare mit geringem Höhenunterschied hier praktisch nicht vorkommen können. So wird z. B. nach J. v. Hann — K. Knoch (66), 240 für den Himalaya gegen das südliche Tibet V im Januar mit 0,76° C/100 m und im Juli mit nur 0,41° C/100 m angegeben, wobei vermutlich keine Berücksichtigung von E stattgefunden hat. Die verwendeten Stationen liegen dort so weit auseinander, daß sich die trockenen und relativ warmen Sommer bzw. kalten Winter des südlichen Tibet entsprechend fälschend auf die V-Werte auswirken. Von H. Flohn (48), (50) wird nachgewiesen, daß in einem Vertikalschnitt längs 32° nördlicher Breite die Isothermen im Sommer über dem Hochland von Tibet im Mittel um mindestens 500 m hinaufzusetzen sind. Bei genügend kleinem horizontalem Abstand der Stationen eines Paares ist aber hier zu erwarten, daß für V der Januarwert geringer und der Juliwert größer wird. Hinreichend befriedigend läßt sich das Problem eines Hochplateaurandes nur mit einem sehr dichten Stationsnetz lösen. Deshalb sind berechnete V-Werte von Hochplateaurändern auch bei ausreichender Höhendifferenz stets mit Vorsicht und etwas Skepsis als Sonderfälle zu betrachten, sofern die Stationen eines Paares nicht sehr nahe beieinanderliegen. — Ähnliche Verhältnisse existieren bei gleichmäßig schwach ansteigenden Oberflächen. Da hier gleichfalls E wohl kaum eliminiert werden kann, sind V-Werte, wie sie V. Conrad (28), 177—179 und E. Rubinstein (157) für solche Oberflächen angeben, besonders bei wesentlich kleineren Höhendifferenzen als 1000 m äußerst zweifelhaft.

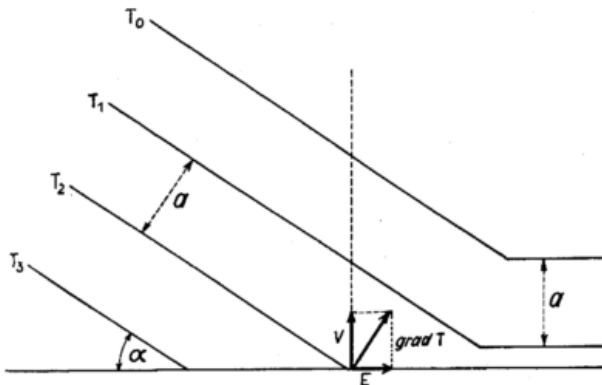


Abb. 1

V, E und grad T bei Neigung gleichabständiger Isothermen

Eine einfache idealisierte Betrachtung bekräftigt diese Feststellung. In der Abbildung 1 wird bei einem Vertikalschnitt ein gleichmäßiger Anstieg von gleichabständigen Isothermen angenommen, die anfangs mit demselben Abstand horizontal lagen. Der Neigungswinkel der Isothermenflächen gegen die Horizontale sei α . Dividieren wir den Differenzbetrag zweier Isothermen, z. B. $T_2 - T_1$, durch ihren senkrechten Abstand a in Hektometer, so erhalten wir

$$\text{grad } T = \frac{T_2 - T_1}{a}$$

Grad T ist hierbei positiv zum kleineren T-Wert gerichtet. Es wird dann der Betrag von

$$V = \text{grad } T \cdot \cos \alpha$$

$$\text{und } E = 1000 \cdot \text{grad } T \cdot \sin \alpha.$$

Nehmen wir gleich den extremen Fall an, daß die Isothermen durch den Anstieg einer Heizfläche je 100 m Horizontaler Streckung um 2 km angehoben werden, so ist

$$\text{tg } \alpha = \frac{1}{50} = 0,02$$

$$\text{bzw. } \alpha = 1^\circ 9'.$$

Für diesen kleinen Winkel α ist jedoch $\cos \alpha$ praktisch 1 geblieben, während $\sin \alpha = 0,02$ wird. V ist demnach von grad T kaum zu unterscheiden. Dagegen erhalten wir

$$E = 1000 \cdot \text{grad } T \cdot 0,02$$

$$\text{bzw. } E = 20 \cdot \text{grad } T \text{ (}^\circ \text{ C/100 km),}$$

wenn grad T in $^\circ \text{ C/100 m}$ eingesetzt wird. — Bei grad T = $0,5^\circ \text{ C/100 m}$ erreicht E den beachtlichen Wert von $10^\circ \text{ C/100 km}$.

Dieses extreme Beispiel zeigt, daß eine deutliche Neigung von Isothermen, wie sie z. B. durch die kräftigere Erwärmung eines Hochlandes gegenüber einem Küstenvorland verursacht werden kann, am Hochlandrand praktisch keine Verringerung der V-Werte hervorruft. Kommt es über dem Hochland zu einer Drängung der Isothermen, was einer Abnahme von α (s. o.) entspricht, so wäre eher eine Erhöhung von V zu erwarten. Die Überhitzung eines Hochlandes wirkt sich demnach nur auf E aus, sofern es sich um Neigungen der Isothermen, entsprechend dem oben angeführten Beispiel, handelt.

5. Der mittlere geographische Höhengradient der Lufttemperatur und die Grundsicht der Atmosphäre

Nach den Untersuchungen der Grundsicht der Atmosphäre von K. Schneider-Carius (170) lassen sich beim vertikalen Aufbau der unteren Troposphäre charakteristische Typen hinsichtlich der meteorologischen Elemente herausarbeiten. Die Grundsicht reicht von der Erdoberfläche (Flachgrund, Talgrund) bis zur Obergrenze der Hauptdunstmassen bzw. der Hauptschichtwolkendecke. Sie umfaßt als unterste Schicht den Reibungsraum, in dem Reibungseinflüsse der Erdoberfläche auf die Luft vorherrschen. Darüber liegt der Konvektionsraum, in dem mit zunehmender Höhe der Reibungseinfluß verschwindet und der Einfluß der Konvektion mit ihren Kondensationserscheinungen zunimmt. Abgeschlossen wird die Grundsicht nach oben gegen den Advektionsraum durch die Peplopause. Die Peplopause ist eine Schicht, die hinsichtlich ihrer Struktur gewisse Parallelen zur Tropopause aufweist. Charakteristisch für die Peplopause ist eine Temperaturinversion, Isothermie oder zumindest eine Verringerung des vertikalen Temperaturgradienten und eine entsprechende Abnahme der relativen Feuchte. Die von K. Schneider-Carius herausgeschälten Typen (Normen) der Grundsicht stehen mit dem Witterungsgeschehen eines Raumes in einem engen Zusammenhang. Es muß betont werden, daß natürlich im Einzelfall des täglichen Wettergeschehens Abweichungen von diesen Grundtypen auftreten. Andererseits ist aber die Typenklassifikation so durchgeführt, daß sie analog zu dem dynamischen Wettergeschehen eine sinnvolle Umwandlung von einem Typ zum anderen erklärbar zuläßt. Je nach dem Typ reicht die Grundsicht in Mitteleuropa etwa 1—3 km über Flachgrund bzw. Talgrund, wenn wir vom Auflösungstyp (Typ F) absehen, bei dem die Obergrenze bis in große Höhen nicht deutlich nachweisbar ist. Damit erfaßt die Grundsicht einen Raum, in dem sich der größte Teil der Klimastationen befindet. Nur sehr hohe und mehr isoliert aufragende Gipfelstationen, wie z. B. die Zugspitze und der Sonnblick, werden öfters über der Grundsicht liegen. F. Steinhäuser (178) vergleicht die täglichen Mittelwerte 1901/30 der Lufttemperatur von Wien und vom Sonnblick und stellt eine Übereinstimmung des Jahresganges von April bis Dezember fest. Jedoch besonders im Januar, weniger in den folgenden Monaten, treten starke Abweichungen auf. Die winterlichen Inversionen, die zwischen der Höhe des Sonnblicks und dem Flachgrund von Wien liegen, wirken als Scheidewand verschiedener Luftmassen oder Luftkörper,

denn die Grundschichtnormen Inversionstyp (A) und Hochnebeltyp (B) haben wie der Normaltyp (C) und der Konvektionstyp (D) im allgemeinen eine mittlere vertikale Erstreckung bis ca. 1—2 km über Flachgrund. (Die Typen C und D können jedoch wie der Böenwettertyp E auch höher hinaufreichen.) Der im Winter häufiger ausgeprägte Inversionstyp und auch der Hochnebeltyp besitzen ausgeprägte Temperaturumkehrungen mit zunehmender Höhe, die eine wirksame, praktisch horizontal liegende Grenzschicht gegen den darüber liegenden Advektionsraum darstellen. Dagegen kann beim Böenwettertyp und Auflösetyp, die charakteristisch für eine feuchtlabile Schichtung bis in große Höhen sind, die Peplopause oftmals nur schwer oder gar nicht nachgewiesen werden. Diese Typen haben in Mitteleuropa ihre größte Häufigkeit im Frühjahr und Sommer.

Als minimal zulässige Höhendifferenz eines Stationspaares sind nach Abschnitt 3 und 4 500 bis 1000 m gefordert worden, damit der Jahresgang von V hinreichend sichergestellt ist. Dabei ist die Betonung mehr auf 1000 m zu legen.

Unter der Voraussetzung eines kausalen Zusammenhanges zwischen Vf und V wird die mittlere Höhenlage und Intensität der Peplopause von großer Bedeutung für V sein. Nun besitzt Vf auch als langjähriges Monatsmittel keinesfalls linearen Charakter für alle Höhenstufen. Da V als zu berechnender mittlerer linearer Gradient möglichst nicht unter die 500- bis 1000-m-Stufe herabgedrückt werden darf, wird es sich also nicht vermeiden lassen, daß V unter Umständen Höhenstufen erfaßt, die in die mittlere Höhenlage der Peplopause hineinreichen, wobei die mittlere Höhenlage und Intensität der Peplopause die linearen V-Werte weitgehend beeinflußt.

Wenn wir Vf zu Vergleichen und Ergänzungen heranziehen, ist es vorteilhaft zu wissen, wie weit die Mitteltemperaturen der freien Atmosphäre von denjenigen einer Hochstation gleicher Höhenlage abweichen. Dabei ist zu beachten, daß den Mittelwertbildungen aerologischer Aufstiege der große Nachteil der Inhomogenität des Beobachtungsmaterials anhaftet. Die aerologischen Aufstiege einer Station werden, abgesehen von einigen Ausnahmefällen jüngerer Datums, im allgemeinen nur ein- oder zweimal während eines Tages vorgenommen. Es liegen besonders bei Aufstiegen älteren Datums oft die Tagestermine im Ablauf eines Jahres nicht einheitlich fest, so daß eine zuverlässige Mittelbildung der Temperatur für verschiedene Höhenstufen sehr erschwert wird. Dazu kommen dann noch die Unsicherheiten, die den Meßgeräten selbst anhaften, und die Ungenauigkeiten der rechnerischen Bestimmung der Temperatur einer bestimmten Höhenstufe (H. G. Cannegieter und W. Bleeker (23)). M. W. Chiplonkar (26) berechnete von Aufstiegsstellen Englands und Vorderindiens die mittleren Abweichungen der Temperaturen einheitlicher Höhenstufen für verschiedene Monatsgruppen des Jahres. Die Größenordnung der errechneten mittleren Abweichungen liegt zwischen 1° und 3° C. Bei diesen Werten ist zu berücksichtigen, daß sie einer relativ geringen Anzahl von Stichproben entstammen. Immerhin ergibt sich eine Übereinstimmung der Größenordnung mit den m-Werten an der Erdoberfläche.

Nach R. Holzappel (74) schwanken in Deutschland die einzelnen Absolutwerte der Temperatur in einheitlichen Höhenstufen über einer Aufstiegsstation zeitlich recht weit. Jedoch weichen die vertikalen Temperaturgradienten einer einheitlichen Schicht zeitlich wesentlich weniger voneinander ab. Diese Tatsache kommt schon bei älteren Untersuchungen zum Ausdruck (G. Schinze (162)); sie stellt eine Analogie zu

den geringeren m-Werten der korrespondierenden mittleren Temperaturdifferenzen von Stationspaaren gegenüber den m-Werten der Temperaturmittel einzelner Stationen dar. Wenn nun auch die Vf den erwähnten Vorzug gegenüber den zugrunde gelegten Temperaturmittelwerten genießen, so muß doch noch nachdrücklich auf die im allgemeinen kurzen Beobachtungsperioden der aerologischen Aufstiegsstellen und den damit bedingten Unsicherheiten der Mittelwerte hingewiesen werden (A. Penn dorf (138)). Bei Angabe der mittleren Temperaturgradienten der freien Atmosphäre in C°/100 m besitzen auch hier die Hundertstel, d. h. die zweiten Stellen nach dem Komma, für vergleichende Betrachtungen nur eine sehr eingeschränkte Bedeutung.

Um welchen Betrag weichen nun die Temperaturmittelwerte der Gipfelstationen von denjenigen der freien Atmosphäre gleicher Höhenlage ab? — Die grundlegende Untersuchung von W. Pepler (141) befaßt sich mit den Temperaturdifferenzen zwischen Zugspitze bzw. Säntis und der freien Atmosphäre über der Bodenseegegend. Diese Untersuchung kommt zu dem eindeutigen Schluß, daß zumindest in den Wintermonaten die mittleren Lufttemperaturen der Zugspitze niedriger liegen als diejenigen der freien Atmosphäre gleicher Höhenlage. W. Pepler legt das Schwergewicht der Erklärung mehr auf die adiabatische Abkühlung der am Zugspitzmassiv erzwungen aufsteigenden Luftmassen. Im Sommer ist bei erzwungenem Aufsteigen gesättigt feuchter Luft die Temperaturabnahme geringer als im Winter. Kommt es also bei der am Zugspitzmassiv erzwungen aufsteigenden Luft zur Kondensation des Wasserdampfes, so wird die Temperaturabnahme der am Gipfel ankommenden Luft im Sommer geringer sein als im Winter und ebenso entsprechend der Temperaturunterschied gegen die stabiler geschichtete freie Atmosphäre mit ihrem kleineren Temperaturgradienten. Die angeführte Untersuchung W. Peplers zeigt aber auch, daß im Winter an den Temperaturdifferenzen zwischen der Zugspitze und der freien Atmosphäre Strahlungseinflüsse beteiligt sind. Die im Winter gegenüber der Einstrahlung überwiegende Ausstrahlung ruft an der Oberfläche des Zugspitzgipfels eine stärkere Abkühlung hervor als in der freien Atmosphäre. Dieser Effekt kommt bei W. Pepler im statistischen Mittel deutlich für heitere Wintertage zum Ausdruck. Zu entsprechenden Ergebnissen gelangen R. Sawada (159) und H. Nojima (125) beim Mt. Fuji (3773 m) und Mt. Tsukuba (870 m) in Japan, sowie J. Schell (160) für den Mt. Washington (1915 m) in den nördlichen Appalachen in U. S. A. Neuerdings neigt R. Holzappel (74) (vergl. auch H. Hauer (69)) dazu, den Strahlungseinflüssen eine etwas größere Bedeutung beizumessen. Er vergleicht die Monatsmittel 1901/30 von Zugspitze und Hohenpeißenberg mit Richtwerten der freien Atmosphäre in gleicher Periode und Höhenlage. Für die Wintermonate ergeben sich bei der Zugspitze etwa 1° C tiefere Monatsmittel als in der freien Atmosphäre; bei Hohenpeißenberg sind es etwa 0,5° C Unterschied. Dagegen wird für die extremen Sommermonate eine annähernde Übereinstimmung der Temperaturmittel von Gipfel und freier Atmosphäre festgestellt.

Es ist anzunehmen, daß die Strahlungseinflüsse von um so größerer Bedeutung sein werden, je polnäher und kontinentaler die zum Vergleich herangezogenen Bergstationen und aerologischen Aufstiegsstellen liegen. Nach O. Eide (30) sind die Gipfelstationen Fanaraken (2062 m) und Gaustatoppen (1828 m) in Südschweden in den Monaten April / Mai etwa 1,8—2,0° C kälter als die gleichen Höhenlagen der freien Atmosphäre über Kjeller (Oslo), das 250 km bzw. 140 km entfernt liegt. Im Herbst und Winter beträgt der Unterschied sogar bis etwa 3° C.

Wesentlich kälter als die freie Atmosphäre sind im Winter Hochstationen im Bereich ausgeprägter Konkavformen der Erdoberfläche. W. Peppeler (142) vergleicht die Temperaturmittelwerte des durch die umgebenden Bergzüge ziemlich abgeschlossenen Davoser Hochtals in den Alpen mit den Mittelwerten gleicher Höhenlage der Drachenaufstiege von Friedrichshafen. Er gelangt zu dem Ergebnis, daß die Monatsmittel von Davos im Winter rund 2—3° C niedriger sind als in der freien Atmosphäre, im Sommer dagegen unter dem Einfluß der Einstrahlung 2—3° C höher. Es entwickeln sich in dem Davoser Hochtal im Winter infolge überwiegender Ausstrahlung ausgeprägte Kaltluftseen, die nach oben durch eine Temperaturinversion abgegrenzt sind. Die abgeschlossene Lage des Hochtals verhindert bei Luftmassenwechsel ein rasches Wegräumen des Kaltluftkörpers. Diese Trägheit des Kaltluftkörpers sperrt Warmlufteinbrüche in das Tal lange ab. Ja, es kommt durch die Aufheiterung und Abnahme der relativen Feuchte nach einem Warmlufteinbruch, der sich nur über dem Kaltluftkörper durchsetzen konnte, oft zu einer verstärkten Ausstrahlung im Talgrund und damit zu einer weiteren Abkühlung.

1 Jahr Beobachtungsdauer und sind quantitativ nicht direkt miteinander vergleichbar, obwohl zur Vermeidung von zu krassen Stichprobenabweichungen bei der Mittelwertbildung über die 6 Monate des Winterhalbjahres gleichmäßig ausgeglichen wurde. Immerhin läßt sich die Vermutung aussprechen, daß Gipfelstationen im Gebiet des sogenannten eurasischen Kältepolars kaum mehr als 5° C niedrigere winterliche Monatsmittel haben als die entsprechenden der freien Atmosphäre.

Eine Zusammenfassung der Betrachtungen des vorliegenden Abschnittes läßt die Erwartung zu, daß die Jahrgänge einander entsprechender V und Vf in allen Klimagebieten eine weitgehende Übereinstimmung hinsichtlich des zeitlichen Eintritts der Maxima und Minima besitzen. Jedoch werden die einzelnen V- und Vf-Werte voneinander verschieden sein. Die erwähnte Übereinstimmung gestattet es, zur Festlegung der Typen der V-Jahrgänge die Vf-Jahrgänge als Vergleichsmittel oder als Ersatz heranzuziehen. Voraussetzung dafür ist allerdings ein so ausgeprägter Vf-Jahrgang, daß die infolge der Inhomogenität und der Kürze der Beobachtungsdauer auftretenden zeitlichen Stich-

Tab. 5 Mittlere vertikale Temperaturgradienten der freien Atmosphäre und von landschaftlich entsprechenden Stationspaaren für die Monate Januar bis Dezember 1901/30. (Aerologische Werte nach (74)).

	Höhenstufe	V u. Vf. in Zentigrad/100 m											
München, freie Atmosphäre	526—3000 m	37	42	50	57	62	63	65	61	53	42	36	35
Hohenpeißenberg — Zugspitze	994—2962 m	48	51	58	61	63	65	66	63	58	52	47	47
Berlin, freie Atmosphäre	55—1000 m	30	28	45	53	60	65	66	54	47	41	22	18
Wasserleben / Schmatzfeld — Brocken	154—1150 m	48	51	60	65	67	69	66	67	59	54	51	49
Berlin, freie Atmosphäre	55—1500 m	35	37	44	51	60	63	62	55	46	42	28	24
Schreiberhau — Schneekoppe	632—1610 m	43	51	60	66	66	67	66	64	59	55	47	44

Natürlich ist in Hochtälern Zentralasiens im Winter mit noch größeren Unterschieden gegenüber den Temperaturen der freien Atmosphäre zu rechnen. So kann z. B. H. Flohn (45) entnommen werden, daß Tian-Schanskaja im mittleren Tien-Schan-Gebirge in einer Hochtallage gegenüber den Aufstiegen von Alma-Ata in den extremen Wintermonaten bis über 10° C niedrigere Monatsmittel aufweist. Im Sommer dagegen ist kein wesentlicher Unterschied festzustellen. Grundsätzlich ergibt sich die Folgerung, daß in den äquatorfernen Räumen in den Wintermonaten die Vf von den V um so mehr abweichen, je polnäher und je kontinentaler die betreffenden Räume liegen. Entsprechend werden dort die winterlichen Vf wesentlich niedriger als die V.

In der Tab. 5 sind ausgewählte Vf und V von Mitteleuropa einander gegenübergestellt. Die Unterschiede zwischen Vf und V besitzen dort in den Wintermonaten die Größenordnung 0,1—0,2° C je 100 m. In den Sommermonaten werden sie unwesentlich. — Im Kerngebiet des winterlichen Kältepolars sind hinreichend exakte Vergleiche mit der zur Verfügung stehenden Literatur kaum durchführbar. Bestimmen wir aus den Mittelwerten der aerologischen Aufstiege über Jakutsk vom Februar 1940 bis Juni 1941 (42) die Vf für die Schicht bis 1000 m Meereshöhe, so erhalten wir, indem wir vorsichtshalber über das gesamte Winterhalbjahr mitteln, —0,9° C/100 m. Das bedeutet also, daß die Lufttemperatur im Mittel um 0,9° C je 100 m mit der Höhe zunimmt. Der V-Wert an der Erdoberfläche beträgt bei Jakutsk nach W. Köppen (87) für den Zeitraum 1917 bis 1918 im Winterhalbjahr ebenfalls —0,9° C/100 m. Beide Werte besitzen als Grundlage annähernd nur

probenungenauigkeiten in den einzelnen Monaten kleiner bleiben als die Jahreschwankung. Notfalls sind die Vf-Werte der einzelnen Monate nach dem im Abschnitt 3b angeführten Verfahren $\frac{a + 2b + c}{4}$ im Jahrgang auszugleichen.

II. Teil.

Vergleich der Jahrgänge der mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde

6. Systematik. Erläuterung zu den Tabellen I—XVI

Eine Systematik der Vergleiche von Stichproben der V-Jahrgänge in den verschiedenen Klimagebieten der Erde läßt nach den Ergebnissen der in den vorhergehenden Abschnitten durchgeführten grundlegenden Untersuchung nur dann sinnvolle Resultate erwarten, wenn die Höhenstufen der Stationspaare möglichst die Größenordnung 1000 m einschließen. Den Vergleichen der V-Jahrgänge in den verschiedenen Klimaten wird, wie schon in der Einleitung begründet, die Klimaklassifikation von W. Köppen zugrunde gelegt. Es ist vorteilhaft, die Stichproben jeweils den betreffenden Hauptklimaten zuzuordnen und zu untersuchen, wie weit V innerhalb eines Hauptklimas ein regelhaftes Verhalten der Jahrgänge nachweist. Die Untersuchung innerhalb eines Hauptklimas läßt sich dabei über die verschiedensten Kontinente hinweg durchführen. Dieses Verfahren ist empfehlenswert, weil nicht erwartet werden kann, daß sich die Stichproben der V-Jahrgänge in allen Kontinenten gleich dicht verteilen.

Zum Beispiel ist es für den vorliegenden Zweck z. Z. noch unmöglich, den australischen Kontinent ohne die Kenntnis der Regelmäßigkeiten der V-Jahresgänge in den einzelnen Klimaten isoliert systematisch zu bearbeiten, da für dieses Festland nur wenige brauchbare Stichproben zu gewinnen sind.

Bei der vergleichenden Untersuchung innerhalb eines Hauptklimas wird vorzugsweise mit demjenigen Kontinent begonnen, für den die meisten gesicherten Stichproben des betreffenden Hauptklimas angegeben werden können. Existiert für das Hauptklima eines Kontinents eine Regelmäßigkeit des V-Jahresganges, so lassen Vergleiche mit Räumen desselben Hauptklimas in den anderen Kontinenten aufschlußreiche Folgerungen zu. Die Zuordnung der Stichproben von V zu den Klimaten erfolgt in erster Linie nach dem Hauptklima der Basisstation. Die Klimaformel der Hochstation ist von der Höhenlage weitgehend abhängig und stimmt deshalb meistens nicht mit derjenigen der Basisstation überein. Andererseits müssen unterschiedliche Niederschlagsverhältnisse der beiden Stationen eines Paares berücksichtigt werden, da dieselben mit der mittleren Schichtung der Troposphäre in engem Zusammenhang stehen. Daneben wird sich auch das Klima eines zur Bestimmung von V herangezogenen Hilfspaares auf die zahlenmäßigen Ergebnisse auswirken. Deswegen darf die Zuordnung einer Stichprobe zu einem Hauptklima nicht allzu streng nach der Klimaformel der Basisstation vorgenommen werden. Besonders hinsichtlich der Klimasymbole S, W, f, w, s sind neben der Basisstation die übrigen verwendeten Stationen zu beachten.

Soweit hinreichend gesicherte Vf-Jahresgänge in den verschiedenen Höhenstufen der Troposphäre zur Verfügung stehen, werden dieselben in den Text direkt oder in Form von Tabellen eingefügt. Die Angabe der einzelnen Werte erfolgt stets in Zentigrad/100 m, soweit nichts anderes vermerkt wird. Kommen für die Höhenstufen einheitliche Hauptisobarenflächen zur Verwendung, so werden zur Bestimmung von Vf die unterschiedlichen mittleren Höhen der Hauptisobarenflächen im Verlauf der einzelnen Monate berücksichtigt.

Das gesonderte Tabellenwerk der V (Tab. I—XVI) im Anhang ist den Hauptklimaten entsprechend unterteilt und in die einzelnen Kontinente gegliedert. Bei jeder Stichprobe steht an erster Stelle die Basisstation, dann folgt die Hochstation. Weitere Angaben zu den angeführten Hilfspaarstationen sind dem Originalmanuskript, Dissertation Technische Hochschule Stuttgart 1955, zu entnehmen.

Vereinzelt sind 2 oder 3 Stationen zu einer einzigen kombiniert worden. Durch lineare Mittelbildung der einzelnen geographischen Koordinaten einschließlich Meereshöhe lassen sich fiktive Stationen bestimmen, deren Monatsmittel der Lufttemperatur dann gleichfalls lineare Mittelwerte darstellen. Die Höhenunterschiede h und die Horizontalabstände s beziehen sich in diesen Fällen auf die Koordinaten der fiktiven Stationen. Im allgemeinen werden bei allen angeführten Paaren die Größen h auf 10 m und die Größen s auf 10 km abgerundet angegeben.

Die Spalte Lit. (Literatur) vermittelt den Hinweis zu den Schriften, die zur Bestimmung der V- und der Klimaformeln herangezogen wurden. Die Klimaformel konnte in einzelnen Fällen mangels Unterlagen nur teilweise oder gar nicht bestimmt werden. — Sofern die Zeiträume der Temperaturbeobachtungen nur lückenhafte Beobachtungsreihen umfassen, erhalten die Jahresangaben in der betreffenden Spalte statt dem Schrägstrich zwischen Anfang und Ende der Periode einen Punkt. Zahlreichen Schriften ließ sich nur die Anzahl der Beobachtungsjahre entnehmen; teilweise

fehlten Hinweise dazu vollständig. Jahresmittelwerte von V sind nicht berechnet worden, da dieselben überwiegend nur rechnerische Abstraktionen der gegensätzlichen Werte der einzelnen Monate darstellen würden. Reihen, deren Werte zu große Unsicherheiten besitzen, weil die Höhendifferenzen h zu klein und die Horizontalabstände s zu beträchtlich sind, werden eingeklammert. Aus dem Schrifttum direkt entnommene V-Werte erhalten am Schluß der Zeile unter dem Dezemberwert das Merkmal „e“. In vielen Fällen erwies es sich als notwendig, die einzelnen V auszugleichen (vergl. Abschnitt 3b). Solche Reihen sind mit dem Buchstaben „a“ unter dem Novemberwert gekennzeichnet. Die Tabellenwerte von V, wie auch die monatlichen Vf-Werte, beginnen in jeder Zeile mit dem Monat Januar und endigen mit dem Dezember. Maxima erhalten einen Punkt über dem Wert, Minima einen Strich unter demselben. Bei kleineren V-Jahresschwankungen als 10 Centigrad/100 m entfällt die Markierung. Die Vorzeichen der V-Werte richten sich nach den Definitionen in Abschnitt 2. Von einer Typisierung der Stichproben in den Tabellen wurde Abstand genommen, weil die einzelnen Stationspaare unterschiedliche Höhenstufen erfassen und deswegen nicht immer einheitliche V-Jahresgänge besitzen können (vergl. Abschnitt 5).

7. A-Klimate

Der gesamtamerikanische Kontinent liefert zu den A-Klimaten hinreichend gesicherte Ergebnisse. K. Knoch (85) gibt 13 Stationspaare des südamerikanischen Kontinents mit monatlichen V-Werten an. Danach tritt bei den Stationspaaren im Bereich des Aw-Klimas das Maximum von V vorzugsweise in den Trockenzeiten auf. Die in Tabelle Nr. I angeführten Stichproben bestätigen diese Regel deutlich in großem Umfang für die Höhenstufen bis 3000 m Meereshöhe. Auch das As-Klima scheint, wie das Paar Pão de Assucar — Garanhuns für die Höhenstufe bis rund 1000 m erkennen läßt, die kleineren V-Werte in der niederschlagsreicheren Zeit zu besitzen.

Obwohl die Stationen der Paare teilweise sehr große Abstände voneinander haben, erübrigt sich in vielen Fällen die Verwendung von Hilfspaaren, da der Horizontalgradient E in Äquaturnähe östlich der Kordillere unbedeutend ist. Anders liegen die Verhältnisse im Küstengebiet westlich der Kordillere. Das küstennahe kalte Auftriebswasser des Perustromes bewirkt eine durchgreifende Abkühlung der untersten Schichten der Atmosphäre und erzeugt damit ausgeprägte Temperaturinversionen, die die Grundschicht nach oben abschließen. Dadurch ergeben sich für V kleine Werte. Die Einwirkung des Perustromes auf die Kordillerenküste reicht nordwärts etwa bis zum Äquator, und zwar, wie Niederschlagskarten zeigen, praktisch ganzjährig. Übereinstimmend weist in Äquaturnähe das Stationspaar El Recreo — Quito für alle Monate kleine V-Werte mit geringer Jahresschwankung nach, während das nördlicher gelegene Stationspaar Andagoya — Bogotá die noch größeren, für das A-Klima charakteristischen Gradienten besitzt. Das Stationspaar Santa Ana — Cuzco, das im Raum der Kordillere südlich des Äquators liegt, verhält sich wie El Recreo — Quito.

In Mittelamerika stimmen die Stichproben nördlich von etwa 15° N nicht mehr mit der Regel der A-Klimate überein. Diese Stationspaare liegen dem Grenzsaum der Cw- und Cf-Klimate schon zu nahe. Die Cw- und Cf-Klimate haben ihre V-Minima im Winter (vergl. Abschnitt 10). E. u. n. d. R. P e n n d o r f (139) berechneten 3- bis 5jährige Monatsmittel der aerologischen Aufstiege von St. Thomas (18° 20' N, 64° 55' W, 8 m) für verschiedene Höhenstufen. Die Vf betragen für die Höhenstufe 8—1000 m von Januar bis Dezember

54 68 68 72 78 81 | 80 79 74 76 73 63.

Der Vf-Jahresgang entspricht demnach demjenigen von V nördlich 15° N. Die südlicher gelegene Aufstiegsstelle Coco-Solo (9° 22' N, 79° 53' W, 15 m) ergibt für dieselbe Höhenstufe nach E. u. n. d. R. P e n n d o r f (140)

im Winter 57 Zentigrad/100 m, und
im Sommer 43 Zentigrad/100 m.

Dieser Vf-Jahresgang folgt der Regel des V-Jahresganges im Aw-Klima.

Während beim äquatornahen Aw-Klima das V-Maximum deutlich in der Trockenzeit auftritt, ist die V-Jahresschwankung beim Af- sowie Am-Klima geringer und nimmt meistens den Betrag der zu erwartenden Stichprobenungenauigkeiten der einzelnen Werte an. Die Stichprobe Medellín — Tunja (Tabelle I) besitzt das Maximum der Niederschlagsmengen nach (85), 251 in den Monaten April/Mai, das Minimum im Zeitraum Dezember/Januar, während ein sekundäres Maximum im Oktober und ein Sekundärminimum für Juli/August nachgewiesen werden kann. Also auch hier haben wir größere V-Werte in den weniger niederschlagsreichen Monaten. Ähnliche Verhältnisse existieren bei den Stichproben Greytown — San José de Costa und Las Mercedes — Quezaltenango. Nach (158), 64 weist die erstgenannte Stichprobe ihre Haupttrockenzeit für März/April nach, während Juli/August und November/Dezember die niederschlagsreichsten Monate sind. Die zweitgenannte Stichprobe liegt in einem Raum mit deutlichem Niederschlagsminimum im Winter und entsprechendem Maximum im Juni und September.

Ziehen wir zum Vergleich die Stichproben der A-Klimate Afrikas heran, so erkennen wir in Tabelle Nr. II die gleiche Regelmäßigkeit wie in Amerika. Von J. v. H a n n (61), 219 wird V im Raum des Kamerunberges für die Trockenzeit (Dezember bis Februar) mit 0,66° C/100 m angegeben. Die äquatornahe gelegenen Stationspaare der Tabellen, wie Ditim-Labé, Sebe-Amedschowe, S. Thomé Stadt-S. Thomé Monte Café und das höher gelegene Paar Kericho-Equator haben trotz geringer Höhendifferenzen ihre V-Maxima in der Trockenzeit, während das südlich 17° S gelegene Paar Quelimane — Zomba mit seinem gegen den Winter hin verschobenen V-Minimum dem südlichen Grenzsaum des A-Typs von V zugeordnet werden muß.

G. B o s s (16) teilt mit, daß im Raum Angola (Caluta und Nhia) die Maxima der mittleren Niederschlagsmengen im November und März auftreten. Die Trockenzeit liegt zwischen Juni und August, während ein sekundäres Minimum sich im Januar — Februar einstellt. In der Trockenzeit sinken die V von Bruco — Humpata (Tab. II) rasch auf niedrige Werte ab, um dann zur Regenzeit wieder etwas anzusteigen. Das V-Maximum im Monat Mai liegt im Winterhalbjahr während des Übergangs zur Trockenzeit und entspricht noch der Regelmäßigkeit des A-Klimas. Das geringe V-Minimum im September weist darauf hin, daß sich in dieser Jahreszeit die tieferen Lagen nicht so stark erhitzen wie die höheren, bedingt durch den Einfluß der kalten Küstenantriebswasser des Benguela-Stromes.

Interessant ist das Paar Moshi — Lyamungu in Tanganyika, das bei der geringen Höhendifferenz von nur 440 m sehr hohe Gradienten besitzt. Zweifellos können sich bei den Werten lokalklimatische Effekte mit auswirken. Andererseits gibt dieses Paar eine natürliche Erklärung der großen V-Werte in der Trockenzeit des A-Klimas. Die geringe Bewölkung in der Trockenzeit führt zu einer verstärkten Insolation und damit zur Überhitzung der bodennahen Luftschichten. Der dadurch bedingte vertikale Luftmassenaustausch ist zwar in den untersten Schichten der Troposphäre örtlich trocken labil, wird jedoch in größeren Höhen durch eine genügend kräftig entwickelte Peplopause abgebremst, bevor es zu

niederschlags erzeugenden Kondensationserscheinungen kommt. K. Schneider-Carius (168) schreibt: „Dem gleichförmigen Klima der Tropen entspricht ein gleichförmiger Aufbau der unteren Troposphäre. Demnach sind hier für ganze Jahreszeiten ziemlich einheitliche Typen der Grundschicht nachzuweisen. Aerologische Beobachtungen im tropischen Ostafrika weisen auf eine Höhenlage der Peplopause von 3—4 km in der Trockenzeit hin. Die tägliche Schwankung ist gering... In der äquatorialen Küstenzone ist eine Höhenlage der Peplopause bei 2—2,5 km zu erwarten. Im Bereich des SE-Passates sinkt sie auf 1200—1400 m ab. Ähnliche Lagen der Peplopause gelten für die Somaliküste. Die unteren Schichten sind im Innern sehr warm. Dieser Überschuss an Wärme im Innern im Vergleich zur Küste erstreckt sich bis über 2500 m Meereshöhe, er nimmt jedoch nach oben sehr rasch und ständig ab. Über den Hochflächen des Innern sinkt die Temperatur so viel rascher, daß sich die Verhältnisse in 3 km Höhe schon umkehren. In der Trockenzeit zwischen der großen und kleinen Regenzeit ist es in diesen Höhen im Innern bereits kühler als an der Küste.“

Blicken wir noch einmal nach Südamerika zurück, so scheint im Raum von Quito die Peplopause ähnliche Höhenlagen wie im tropischen Afrika einzunehmen. Der V-Jahresgang von Quito — Antisana verläuft invers zum Jahresgang El Recreo — Quito, außerdem sind die V-Werte im ersten Fall allgemein größer. Die Peplopause des Küstenraumes liegt im Mittel folglich unterhalb Quito, im Südsommer wahrscheinlich etwas höher als im Südwinter.

Aufschlußreich ist das Stationspaar Kamaran Island — San'a an der arabischen Küste des Roten Meeres in der Nähe des Golfes von Aden (Tabelle Nr. II). Die Stichprobe erfaßt die beachtliche Höhenstufe bis 2350 m Meereshöhe. Diese große Höhenstufe kann leicht zur Verwischung der Verhältnisse in den einzelnen 1000-m-Stufen führen. Das V-Minimum tritt im März auf, das Maximum im November. Das Mengenmaximum der sporadischen Niederschläge liegt im Sommer. Während San'a reines Steppenklimate besitzt, existiert nach der Klimakarte von J. M. Angervo (4) in etwas tieferen Lagen gegen das Rote Meer ein schmaler Streifen mit Aw-Klima. Man könnte in Versuchung geraten, den Jahresgang von V demnach als Übergangstyp vom Aw-Typ mit Wintermaximum zum BW-Typ (vergl. Abschn. 8a) mit Winterminimum anzusehen. Ziehen wir zum Vergleich die Mittelwerte der aerologischen Aufstiege von Aden (113) heran, so erhalten wir für die Höhenstufe 4 m / 800 mb, die etwa derjenigen von Kamaran Island — San'a entspricht, folgende mittlere Temperaturdifferenzen in ° C für die Monate Januar — Dezember:

10,5 9,7 8,8 9,4 9,5 10,3 | 9,1 9,2 10,3 11,5 11,5 11,2.

Die mittleren Höhenschwankungen des 800-mb-Niveaus betragen während des Jahres weniger als 100 m und können vernachlässigt werden. Der Jahresgang der angegebenen Temperaturdifferenzen stimmt mit dem der V-Werte von Kamaran Island — San'a vollkommen überein. Es scheint deshalb berechtigt, die Vf-Jahresgänge über Aden zur Untersuchung bestimmter Höhenstufen zu verwenden. Die Vf über Aden (12° 49' N, 45° 02' E, 4 m) sind nach (113) für den Zeitraum 1948—1950 von Januar — Dezember wie folgt:

4 m/850 mb	62 58 44 43 39 48	37 39 45 51 59 63
850 mb/700 mb	31 35 49 56 64 63	66 60 67 63 42 38

Das 850 mb-Niveau liegt im Mittel 1500 m, das 700 mb-Niveau 3350 m hoch. — Die Vf-Jahresgänge der beiden Höhenstufen sind zueinander invers. Daraus ist der Schluß zu ziehen, daß die mittlere Höhenlage der Peplopause vom Nordsommer zum Nordwinter ansteigt. Im Nordsommer hält sich die Peplopause im Mittel unterhalb von 1500 m, im Winter zwischen 1500 und 3000

m auf. Das Sommerminimum dieser untersten Höhenstufe bis 1500 m ist als Passat-Monsuneffekt zu werten. M. Schick (161), 141—151 schildert den sommerlichen Südwestmonsun im nordöstlichen Teil des Indischen Ozeans als rechtwinklig umgelenkte Fortsetzung des Südostpassats der Südhemisphäre. Der SW-Monsun setzt danach bereits im März an der ostafrikanischen Küste ein, weht von der Somaliküste als Landwind und ist gegen Ende des Monats bis an die Küste Arabiens vorgerückt. — Ziehen wir die Angaben von J. Emon (34) hinzu, so erfahren wir, daß die Inversion des SE-Passats im Südwestteil des Indischen Ozeans tiefer liegt und weniger mächtig entwickelt ist als im Südatlantik, wo der Inversionsbeginn von H. v. Ficker (39) mit 1000 — 1500 m Meereshöhe und die Mächtigkeit mit etwa 1000 m angegeben wird. Es liegt demnach die Schlußfolgerung nahe, daß im Raum des Golfes von Aden die tiefgelegene und deutlich entwickelte Peplopause während des Sommers in direktem strukturellem Zusammenhang mit der Grundschichtinversion des SE-Passats steht. Im Winter dagegen erreicht die Peplopause nach den Aufstiegen über Aden Höhenlagen, wie sie dem Aw-Klima entsprechen.

Vorderindien wurde von P. Jagannathan (78) in 4 Regionen eingeteilt, um die Abhängigkeit der Monatsmittel der Lufttemperatur von der geographischen Länge und Breite sowie von der Meereshöhe zu bestimmen. Die Abgrenzung der Regionen erfolgte durch den Meridian 78° E und den Wendekreis. Die beiden Regionen südlich dieses Breitenkreises umfassen größtenteils Räume mit A-Klima. Durch Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate wurden V-Werte der einzelnen Monate mit Hilfe von 42 bzw. 40 Stationen errechnet, die in Tabelle Nr. II wiedergegeben sind. Die Maxima von V treten im Mai in der Vormonsun-Periode auf. Es herrschen in diesem Monat im Gegensatz zur Hauptmonsun-Periode im Hochsommer die günstigsten Verhältnisse für die Erhitzung der bodennahen Luftschichten durch die Insolation, da nur zeitweilig gewitterige Niederschläge eine Abkühlung der untersten Schichten der Troposphäre hervorrufen. Nach K. Schneider-Carius (167) und R. Ananthakrishnan (3) besitzen die Vf über Agra die in der Tabelle 6 angegebenen Werte.

Tab. 6

Mittlere vertikale Temperaturgradienten der freien Atmosphäre über Agra

nach R. Ananthakrishnan
und K. Schneider-Carius.

Werte in Zentigrad/100 m.

Höhenstufe in km	0,5-1	1-1,5	1,5-2	2-2,5	2,5-3	3-4	4-5	5-6
Winter (Dez.-Jan.)	76	53	52	56	60	61	63	68
Heiße Zeit (März-Mai)	90	87	86	88	82	77	70	66
SW-Monsun (Juni-Sept.)	73	71	61	60	55	54	55	48
Nachmonsun (Okt.-Nov.)	90	78	70	65	61	56	61	61

Die Minima der einzelnen Zeilen in Tab. 6 entsprechen etwa der mittleren Höhenlage der Peplopause. Die mittleren Gradienten bis zur Peplopause sind übereinstimmend mit dem Jahresgang von V in der heißen Zeit am größten und im Winter am kleinsten. Obwohl die beiden Regionen südlich des Wendekreises klimatisch vorwiegend dem Aw-Klima angehören und das V-Maximum in der heißesten Zeit entsteht, entspricht der Jahresgang von V hier nicht mehr diesem Klima, sondern ist mehr demjenigen der winterkalten Klimate mit V-Minimum im Winter äquivalent. Ähnliche Ver-

hältnisse existieren im Bereich des A-Klimas von Indonesien und der Philippinen. Die Stationspaare Nhatrang — Dalat und Aparri/Manila-Baguio haben ausgeprägte V-Minima im Winter, die durch den stabil geschichteten Wintermonsun bestimmt werden.

Bei den äquatornahen Ostindischen Inseln und Pazifik-Inseln ist die Jahresschwankung von V in den Räumen mit Af-Klima gering. Die Jahresschwankung ist bei vielen Stichproben kleiner als 0,1° C/100 m und unterschreitet damit unter Umständen die Stichprobenungenauigkeiten der einzelnen V-Werte. Die V-Werte der wintertrockenen Stationspaare Menado — Tomohan auf Celebes und Pasuruan — Tosari auf Java werden weitgehend von den herrschenden Monsunströmungen bestimmt. Der feuchte Nordwestmonsun herrscht etwa von November bis April und ist der eigentliche Regenbringer. In diesen Monaten charakterisieren der Böenwettertyp und der Konvektionstyp den mittleren Zustand der Grundschicht bis etwa 6 km (K. Schneider-Carius (167)).

Der Südostmonsun (Südostpassat) in den übrigen Jahreszeiten ist dagegen stabiler geschichtet. Hier liegt die Peplopause in etwa 2-2,5 km Höhe. Der vorwiegend sich ausbildende Konvektionstyp und der Normaltyp lassen eine kräftige Erwärmung der untersten Schichten der Troposphäre zu. Die trockensten Monate sind auf Java die Monate Juli — September. Entsprechend fällt das V-Maximum der Stichproben von Java und Celebes auf diese Monate. Das Paar Bandung — Pangerango (Java) umfaßt eine Höhenstufe, die die Peplopause zur Zeit des SE-Monsuns mit einschließt. Dadurch erhält der V-Jahresgang in dieser Jahreszeit etwas niedrigere Werte. Durch die zu große Höhenstufe werden die Verhältnisse der einzelnen 1000-m-Stufen verwischt.

Nach den von F. Loewe und U. Radok (102) angegebenen Temperaturmittelwerten der freien Atmosphäre ergeben sich für Saipon, Hollandia und Darwin die in Tab. 7 angeführten Vf.

Tab. 7

Mittlere vertikale Temperaturgradienten in der freien Atmosphäre über Saipon, Hollandia und Darwin im Winter und Sommer.

Angabe in Zentigrad/100 m.

Höhenstufe in km		bis 1	1-2	2-3
Saipon	Juni-August	74	54	53
15° N, 146° E, 79 m	Dez.-Februar	72	34	50
Hollandia	Juni-August	48	52	55
2,5° S, 140° E, 92 m	Dez.-Februar	46	50	55
Darwin	Juni-August	42	60	30
13,5° S, 131° E, 16 m	Dez.-Februar	54	60	58

Während Saipon und Hollandia in der untersten Stufe bis 1 km entsprechend dem Af-Klima keine wesentliche Unterschiede zwischen Sommer und Winter nachweisen, ist in der südlichen Randzone des Aw-Klimas bei Darwin Vf bis 1 km Höhe im Winter schon auffallend geringer als im Sommer.

Auf der Insel Hawaii selbst liegen die Stationen Volcano Observatory an der Südseite, Hilo an der Ostseite und Humuula im Zentrum. Die niedrigsten Niederschlagsmengen treten im Mittel in den Monaten Mai bis Juni auf, die reichhaltigsten von August bis März. Das hoch gelegene Stationspaar Volcano Obs.-Humuula erhält entsprechend in den weniger regenreichen Monaten sein V-Maximum und im Winter das Minimum. Bei der tiefer gelegenen Station Hilo sinken im Gegensatz zu Volcano Obs. die mittleren monatlichen Niederschlagsmengen im aufsteigenden E- bis SE-Passat nie unter 200 mm, und die Jahresschwankung von V wird mit den Hochstationen Volcano Obs. und Humuula

klein. Der V-Jahresgang auf Samoa entspricht dem Aw-Klima, während die südlich gelegene Fidschiinsel Viti Levu schon den winterkalten Typ mit Winterminimum besitzt.

Fassen wir die Ergebnisse im A-Klima zusammen, so erkennen wir deutlich, daß hier V durchweg große Werte erhält, die nur in den Bereichen der Grenzsäume zu den sich anschließenden Klimaten geringer werden können. In den äquatornahen Klimagebieten Aw und vermutlich auch As tritt das V-Maximum in der Trockenzeit auf. Die Räume mit dem Klima Af haben im allgemeinen eine geringe Jahresschwankung von V. Einzelne Stichproben lassen dort in den niederschlagsärmeren Monaten etwas größere V-Werte erkennen als in den niederschlagsreicheren. — Der A-Typ des V-Jahresganges erfaßt nicht den gesamten Raum des A-Klimas. Die äquatorferneren Grenzgebiete des A-Klimas werden von denjenigen Typen des V-Jahresganges beherrscht, die den angrenzenden Klimaten entsprechen.

8. B-Klimate

a) BW-Klima

Die Wüstenklimate besitzen eine stabil geschichtete Troposphäre fast während des ganzen Jahres. Im Raum der Tropen können für die Wüsten hinsichtlich der vertikalen Schichtung der Troposphäre 2 charakteristische Typen unterschieden werden, zwischen denen natürlich Übergänge existieren.

Die Vegetationsformen tropischer Küstenwüsten in den Roßbreiten, wie z. B. Namib und Atacama sind durch die fast ganzjährig entwickelten Hochdruckgebiete und durch die kalten Auftriebswasser im Küstengebiet bedingt. Diese kalten Auftriebswasser der an sich schon kalten Meeresströmungen, wie Benguela- und Perustrom, kühlen die untersten Schichten der atmosphärischen Troposphäre ab. Die Grundsicht entspricht dort den Inversionstypen A und B nach K. Schneider-Carius (17). Bei diesen Typen liegt die Inversion relativ niedrig über der Erdoberfläche bzw. Meeresoberfläche. Häufig auftretende Boden- oder Hochnebel charakterisieren diese Grundsicht. Die vertikale Konvektion ist weitgehend durch die außerordentlich stabile Schichtung unterbunden. Im Bereich der Grundsicht sind die Vf im allgemeinen klein. J. J. Taljaard und T. E. W. Schumann (186) weisen mit 27 Aufstiegen zwischen 30. 9. — 4. 11. 1939 in der Walfisch-Bai nach, daß dort von etwa 600 m bis 1600 m Meereshöhe eine Temperaturzunahme mit dem mittleren Betrag 6° C existierte. Es wird vermutet, daß die Inversion mehr oder weniger während des ganzen Jahres vorhanden ist.

Im Gegensatz zu den tropischen Küstenwüsten sind die bodennahen Luftschichten der in den Kontinenten zentral gelegenen tropischen Wüsten sehr trocken und stark überhitzt. Nachts kühlen sich nur die alleruntersten Schichten ab, um sich dann tagsüber wieder rasch zu erwärmen. Eine vertikale Konvektion ist möglich. Jedoch müßte die überhitzte und sehr trockene Bodenluft weit aufsteigen, bis sie infolge trockenadiabatischer Abkühlung ihren Taupunkt erreicht. Meistens verhindert vorher eine Temperaturinversion oder eine Verringerung von Vf ein weiteres Aufsteigen bis zur Höhe des Taupunkts. Die Inversion bzw. Verringerung von Vf kann unter Umständen recht beachtliche Höhenlagen haben, genau so wie die Peppopause beim Aw-Klima in der Trockenzeit, ohne daß es zu einer ausgeprägten Quellwolkenbildung kommt (Grundsichtstyp D₁). Infolge der verbreiteten trockenadiabatischen Konvektion werden die Vf bis zur Peppopause groß, um dann innerhalb der Peppopause geringere Werte anzunehmen. Die Temperaturmittelwerte von 45 Radiosondenaufstiegen

über Tamanrasset (22,7° N, 5,5° E, 1365 m) während des 2. Polarjahres 1932/33 (R. Penndorf (137)) ergeben die Vf

	2-3 km	3-4 km	4-5 km
Januar — Mai	69	57	56
Sommer	56	63	70.

Diese Vf sind stets größer als 50 Zentigrad/100 m.

Bei der Betrachtung der Tabelle III fällt sofort auf, daß V im Raum der Küstenwüsten Südamerikas durchweg extrem kleine Werte besitzt. In all diesen Fällen liegt die Peppopause im Mittel so niedrig, daß sich die Hochstation in oder sogar über der Peppopause befindet. Die südamerikanischen Stichproben erfassen den Raum der Küstenwüsten des Perustromes mit seinen küstennahen kalten Auftriebswassern. Die Wirkung dieser kalten Auftriebswasser auf die untersten Luftschichten ist örtlich teilweise so stark abkühlend, daß in der Tabelle negative V-Werte auftreten, die einer Temperaturzunahme mit der Höhe entsprechen. Diese negativen V-Werte sind jedoch vorsichtig zu beurteilen, da mit den zur Verfügung stehenden Hilfsparen die Horizontalgradienten E nicht vollkommen eliminiert werden können. Bekanntlich sind die Horizontalgradienten E der Lufttemperatur beim Übergang von einer kalten Meeresströmung zu einem heißen Festland, wie auch von einer relativ warmen Meeresströmung zu einem kalten Festland, in Küstennähe durchweg größer als in Küstenerferne innerhalb des Festlandes. Diese Tatsache ist ins Auge springend jeder Isothermenkarte zu entnehmen, in der die Isothermen auf die Höhe des Meeresspiegels reduziert wurden. Man muß natürlich berücksichtigen, daß diese Karten im allgemeinen mit den einheitlichen Reduktionsgradienten 0,5° C/100 m hergestellt worden sind. Die Verwendung von jahreszeitlich und landschaftlich charakteristischen V-Werten zur Temperaturreduktion auf die Höhe des Meeresspiegels würde wohl etwas andere Horizontalgradienten ergeben, aber die Tatsache der größeren E-Werte in Küstennähe nicht ändern. (Vergl. Abschn. 9, Iberische Halbinsel.)

Da in Südamerika die Hilfsparen zum Teil wesentlich größere Horizontalstrecken ins Landinnere hinein erfassen als die Hauptpaare, berücksichtigen erstere kleinere Beträge von E, als für die Elimination bei den Hauptpaaren erforderlich sind. Verkürzen wir z. B. für das Hauptpaar Lima — Chosica den Horizontalabstand des Hilfsparaes Lima — Senna Madureira willkürlich von 960 km auf 240 km und berechnen danach mit denselben Temperaturmittelwerten der Stationen die V-Werte, so erhalten wir für die einzelnen Monate immer noch

26	31	30	20	10	01	02	02	—01	03	09	16
statt											
24	30	29	18	06	—05	—09	—10	—10	—05	02	11

mit 960 km Horizontaldistanz. Der Vergleich zeigt, daß der Jahresgang und die Größenordnung der einzelnen V-Werte gewahrt bleiben. Sicherlich sind —10 Zentigrad/100 m im Juli etwas zu wenig. Aber mehr als 0 Zentigrad/100 m werden für diesen Monat und diese Höhenstufe in Wirklichkeit kaum zu erwarten sein.

Im Jahresgang von V im BW-Klima des Küstengebiets der südamerikanischen Kordillere liegen nach den Tabellenwerten bis etwa 2300 m Meereshöhe die V-Maxima im Sommerhalbjahr und die Minima im Winterhalbjahr. Das Paar Arequipa — El Misti besitzt für die Stufe 2300 — 5800 m einen inversen V-Jahresgang zur darunter gelegenen Stufe. Außerdem sind die einzelnen V-Werte wesentlich größer. Folglich liegt die Peppopause im Raum Arequipa praktisch während des ganzen Jahres im Mittel unterhalb 2300 m Meereshöhe. Das Stationspaar Taltal/Caldera-Potrerrillos umfaßt mit der

Höhenstufe 28 — 2850 m die beiden zueinander invers verlaufenden V-Jahresgänge. Dadurch wird die Jahreschwankung teilweise kompensiert und abgeschwächt. Die Tatsache, daß die V über 2300 m um so größer werden, je kleiner V zwischen 0 und 2300 m ist, läßt auf dynamische Absinkprozesse im Advektionsraum schließen.

Im Raum um den Coloradofluß in Nordamerika besitzen die V-Jahresgänge von Childs — Fort Valley und Clifton — Alpine (Tab. VIII) die typisch großen V-Werte der zentral gelegenen heißen Wüsten, obwohl die Stationen im Grenzraum zwischen Cs- und B-Klima liegen. Im Küstenbereich des nordamerikanischen Wüstenklimas werden die V wahrscheinlich zu kleineren Werten absinken.

Auch im BW-Klima der Sahara in Afrika sind die Winterminima dominierend. Charakteristisch für die heiße Inlandküste sind die großen V-Werte im Raum Ouled Djellal, El Arish — Nekhl mit 380 m Höhendifferenz liefert wohl kaum brauchbare V-Werte. Jedoch kann der Jahresgang als solcher für Grenzsaumbetrachtungen zum Cs-Klima verwendet werden (vergl. Abschnitt 9, Nordafrika). Dasselbe gilt für das Stationspaar Port Sudan — Gebeit, dessen Werte zurückhaltend zu beurteilen sind, da E nicht eliminiert ist und die Höhenstufe unter 1 km liegt.

Im südlichen Ausläufer der Namib liegen die Paare Port Nolloth — Concordia und Goodhouse — Concordia. Während das erste Paar in Küstennähe kleine V-Werte mit Sommerminimum nachweist, existieren im Raum Goodhouse — Concordia im Landinnern schon große V mit Winterminimum. Das Sommerminimum in Küstennähe kann als Übergangsphase zum südlich sich anschließenden Cs-Klima aufgefaßt werden, da die Hochstation BSas-Klima besitzt.

Die Zusammenfassung der einzelnen Stichproben bestätigt die oben durchgeführte Überlegung, die, ausgehend von Vf, auch für V zwei auffallende Typen der Jahresgänge erwarten ließ: den Küstenwüsten-Typ des V-Jahresganges mit kleinen V während des ganzen Jahres, sowie den Zentralwüsten-Typ der Tropen mit großen V, beide überwiegend mit Winterminimum. Zwischen diesen beiden Typen existieren Formen des stetigen Übergangs.

In den tropenfernen Trockenwüsten der Erde sind die Verhältnisse wegen des Fehlens brauchbarer Stichproben nicht eindeutig belegt. Sicher ist, daß dort die V-Jahresgänge im Winterhalbjahr ihr Minimum besitzen, da die winterlichen bodennahen Kaltluftmassen in dieser Jahreszeit auf die V verkleinernd wirken. Vermutlich wird V im Sommer nicht so große Werte annehmen wie in den heißen Zentralwüsten der Tropen, bedingt durch die polwärts abnehmende Intensität der Insolation.

b) BS-Klima

Es liegen hier nur wenige Stichproben vor, bei denen sowohl die Basis- wie auch die Hochstation BS-Klima besitzen. Die Anzahl der Stichproben ist zu gering, um die Aufstellung allgemeingültiger Regeln der V-Jahresgänge im BS-Klima zu ermöglichen. Da das BS-Klima als Übergangsphase vom BW-Klima zu anderen Klimaten angesehen werden kann, sind die wenigen Stichproben des BS-Klimas als Übergangstypen denjenigen der angrenzenden Klimate zuzuordnen, denen ihr V-Jahresgang am ehesten entspricht.

Der V-Jahresgang des einheitlich im BS-Klima liegenden südamerikanischen Stationspaares Santiago del Estero — Andalgala (Tab. III) gehört mit seinen durchweg kleinen V noch zum Klima der Küstenwüsten. Dagegen stellt das Paar Col. Emilio Mitre — Malargüe (Tab. XV) desselben Erdteiles mit seinen größeren

V-Werten im Sommer den Übergang vom winterkalten Typ der C-, D-, E- und F-Klimate (außer Cs und Ds) zum Küstenwüsten-Typ dar. Den entsprechenden Übergangscharakter vom winterkalten Typ zum Küstenwüsten-Typ besitzen die nordamerikanischen Paare Rio Verde — San Luis Potosí, Monterrey — Galeana und Monterrey — Saltillo (alle in Tab. XIV).

Besitzt nur eine Station einer Stichprobe BS-Klima, so entscheidet im allgemeinen das Klima der anderen Station des Hauptpaares die Einordnung in die Tabellen. Bei der Eingruppierung zeigt sich, daß die eingeordneten V-Jahresgänge mit den übrigen gut übereinstimmen. Diese Übereinstimmung bestätigt den Übergangscharakter des BS-Klimas.

9. Cs- und Ds-Klima

Nach J. v. Hann (60) und H. Lautensach (93), 73 besitzt V in der Serra da Estrêla im August kleinere Werte als im Januar (Tab. IV). Unabhängig davon gibt A. Philippson (145), 36 einen ähnlichen V-Jahresgang für Griechenland an mit Werten, die A. N. Livathinos (99) berechnete (Tab. VI). G. Bidault und J. Derbach (12) (vergl. auch W. Rauh (149), 23) wiesen für die Gebirge Marokkos nach, daß während der heißen Jahreszeit die Temperatur mit zunehmender Höhe weniger rasch abnimmt als während des Winters. Die V für die einzelnen Jahreszeiten sind hier:

Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
54	28	55	57.

Die angeführten Landschaften, die alle das V-Minimum im Sommer besitzen, liegen im Raum mit Cs-Klima. Es drängt sich die Frage auf, ob der angeführte Jahresgang von V für den gesamten Bereich des Cs-Klimas charakteristisch ist. Die Tabellen IV—IX geben zu dieser Frage eine aufschlußreiche Antwort.

Betrachten wir das Cs-Klima des Mittelmeergebietes im Raum der Iberischen Halbinsel, so ist für die Stichproben im Süden derselben (Tab. IV u. V) deutlich das V-Minimum im Sommer zu erkennen. Bei den Stichproben treten noch sekundäre Minima im Winter auf. Die Maxima von V liegen entsprechend den Hauptregenzeiten im Herbst und Spätwinter. Im atlantischen Saum besitzt noch Coimbra-Guarda das Hauptminimum im August, während das etwas nördlicher gelegene Paar Porto — Montalegre in 41^{1/2}° N schon ein V-Minimum im Winter und das Maximum im April aufweist. Das Stationspaar Valencia — Casa de los Rincones/Casa del Peral im mediterranen Küstensaum zeigt das V-Minimum im Januar und ein nur schwach ausgeprägtes sekundäres Minimum im August. Auch die weiter nördlich an der Mittelmeerküste gelegene Stichprobe Barcelona — Montserrat im Grenzsaum vom Cs- zum Cf-Klima weist im Januar mit 48 Zentigrad/100 m einen niedrigen Wert auf. Zwar ist im Mai V = 41 Zentigrad/100 m; dabei ist aber zu berücksichtigen, daß der Unterschied zum Januarwert durchaus dem Abweichungsbereich der Stichprobenungenauigkeiten entsprechen kann, zumal die Höhendifferenz beim Hauptpaar nur 720 m beträgt. Außerdem ist es nicht ausgeschlossen, daß das Hilfspaar Esparraguera — Coll de Foix, das eine größere Strecke landeinwärts einschließt als das Hauptpaar, E nicht vollständig eliminiert. Das würde dann im Sommer etwas zu kleine und im Winter entsprechend zu große V-Werte ergeben. — Im atlantischen Nordküstensaum der Iberischen Halbinsel sind beim Stationspaar Santander/Oviédo — Campo Redondo die Minima im August/September gleich groß.

Im Zentrum der Iberischen Halbinsel verschwinden die V-Minima des Sommers vollkommen und machen ausgeprägten Maxima Platz. Sehr klein sind im Winter die V-Werte vom Ebrobecken gegen das Hochland. Die großräumig konkav geformte Oberfläche des Ebro-

beckens begünstigt die Ausbildung und Stagnation von Kaltluftkörpern. Im Sommer dagegen wird das Ebro-becken sehr stark erwärmt, so daß sich in dieser Jahreszeit die maximalen V-Werte ausbilden können.

Für eine Erklärung der sommerlichen V-Minima im Raum der Küstensäume und Hochlandränder könnte man zuerst an direkte Strahlungseinflüsse denken. Das Hochland ist im trockenen Sommer voll der Insolation ausgesetzt, während die Temperaturen der tiefer gelegenen Küstensäume durch die mildernde Wirkung des Meeres relativ niedrig sind. Umgekehrte Verhältnisse herrschen im Winter. Im Hochland können sich die Kaltluftkörper, begünstigt durch die aufgewölbten Randgebirge, wesentlich wirksamer entwickeln als in den Küstenräumen. Danach wären die Sommerminima von V als reiner Effekt unterschiedlicher Erwärmung und Abkühlung der Erdoberfläche des Hochlandes und der Küstengebiete im Ablauf des Jahres zu betrachten. Diese Erklärung gerät jedoch in Widerspruch zu den Ausführungen des Abschnittes 4b, wonach im Sommer auch ein beachtlicher Isothermenanstieg (Vertikalschnitt) V nicht wesentlich verkleinern kann, sondern vielmehr den Horizontalgradienten E vergrößern wird. Im Sinne des geographischen Formenwandels (H. Lautensach) (97) entspricht dies einem vorwiegend peripher-zentralen Wandel der Temperatur. — Besonders in Beschleunigungsbereichen dieses Wandels müßte dann E bei anwachsendem grad T groß werden, wobei V nach Abb. 1 keine kleinen Werte annehmen könnte. In der Tabelle 8 werden die E-Werte von Stichproben mit Hilfspaaren angegeben, deren V-Werte in Tabelle IV und V zu finden sind. Die Stationspaare der Tab. 8 sind vorwiegend peripher-zentral ausgerichtet mit Ausnahme der Stichprobe Lérida — Benasque, die eine entgegengesetzte Ausrichtung besitzt. Das Vorzeichen von E ergibt sich nach der Definition in Abschnitt 2. Die E-Werte entsprechen Gradienten, die mit auf den Meeresspiegel reduzierten Mitteltemperaturen gewonnen werden. Der Höheneinfluß wird mit den zugehörigen V-Werten eliminiert.

Es ist sofort zu erkennen, daß im Winter das Inland kälter ist als die Küstengebiete; im Sommer liegen die Verhältnisse umgekehrt. Demnach nimmt die Jahreschwankung der Lufttemperatur auch dann gegen das Innere der Iberischen Halbinsel zu, wenn die verwendeten Mitteltemperaturen mit landschaftlich charakteristischen V auf die Höhe des Meeresspiegels reduziert werden. Weiterhin ist ersichtlich, daß die Küstensäume mit ihren Randgebirgen „Beschleunigungsbereiche“ von E darstellen. Die absoluten Beträge von E im Zentrum, von Ebrobecken-Zentrum und Ebrobecken — Pyrenäen sind kleiner als diejenigen der übrigen Stationspaare. Die positiven Vorzeichen von E bei Talavera — Ávila weisen darauf hin, daß das Zentrum der stärksten Erhitzung südlich von 40° N liegen wird in Übereinstimmung mit dem Raum größter Kontinentalität der Iberischen Halbinsel nach der Isanomalien-Karte der Jahresschwankung der Lufttemperatur von H. Lautensach (98).

Die Überlegungen nach Abschnitt 4b und besonders die nachgewiesenen Beschleunigungsbereiche von E in den Küstenräumen und Randgebirgen der Iberischen Halbinsel verneinen eindeutig eine Erklärung, die versucht, die V-Jahresgänge mit Sommerminima als reine Effekte unterschiedlicher Erwärmung und Abkühlung der Erdoberfläche des Hochlandes und der Küstengebiete zu betrachten. Da eine begründete Erklärung der sommerlichen V-Minima mit den vorliegenden Stichproben im Bereich der Iberischen Halbinsel vorläufig nicht möglich ist, empfiehlt es sich, weitere Gebiete mit Cs-Klima zu untersuchen.

Tab. 8
Lineare mittlere horizontale Temperaturgradienten E von Stichproben der Iberischen Halbinsel.
Nähere Angaben siehe Tabelle IV und V.

Hauptpaar	Hilfspaar	Raum	E in °C/100 km von Januar bis Dezember											
Porto—Montalegre	Coimbra—Moncorvo	Westküste—Randgebirge	+0,8	+0,1	-0,6	-1,3	-2,0	-2,6	-3,1	-3,0	-1,9	-0,7	+0,3	+0,8
Coimbra—Guarda	Lissabon—Campo Major	Westküste—Randgebirge	+0,8	+0,7	0,0	-0,5	-1,1	-1,8	-2,3	-2,0	-1,2	-0,3	+0,4	+1,0
Coimbra—Serra da Estréla	Lissabon—Evora	Westküste—Randgebirge	+1,1	+0,8	+0,5	+0,1	-0,5	-1,0	-1,5	-1,2	-1,0	+0,1	0,0	+1,2
Valencia—Casa de los Rincones/Casa del Peral	Valencia—Casa del Moragete	Ostküste—Randgebirge	+2,7	+2,5	+1,5	+0,4	-1,0	-2,9	-3,4	-1,9	-0,7	+0,1	+1,9	+2,6
Barcelona—Montserrat	Esparraguera—Coll de Foix	Ostküste—Randgebirge	+0,4	-0,4	-0,8	-0,8	-1,6	-1,7	-2,4	-3,0	-1,8	-1,4	-0,5	+0,2
Santander/Oviédo—Campo Redondo	Oviédo—Léon	Nordküste—Randgebirge	+0,7	0,0	-0,8	-1,7	-2,7	-4,4	-5,1	-4,3	-1,9	-0,7	-0,7	+1,8
Zaragoza—Sória	Barcelona—Zaragoza	Ebrobecken—Zentrum	+1,1	+0,5	-0,1	-0,2	-0,6	-0,7	-0,6	-0,6	0,0	+0,7	+1,2	+1,2
Lérida—Benasque	Alcorisa—La Peña	Ebrobecken—Pyrenäen	+0,4	0,0	-0,2	-0,4	-0,7	-0,4	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,0	+0,1
Talavera—Ávila	Ciudad Real—Madrid	Zentrum	0,0	0,0	-0,1	-0,1	-0,0	+0,1	+0,4	+0,4	+0,4	+0,5	+0,4	+0,2

Die V-Werte der Apenninenhalbinsel (Tabelle V) zeigen im Bereich des Cs-Klimas denselben Jahresgang bis etwa 1300 m Meereshöhe wie die Küstensäume der Iberischen Halbinsel. Im Winter sind die Werte im Vergleich zu der Iberischen Halbinsel auch in nördlicheren Lagen durchweg größer. Das einzige Stationspaar mit kleinen V-Werten im Winter ist Terni — Posta. Die geringe Höhendifferenz von 590 m gewährleistet jedoch nicht die hinreichende Unterdrückung einer lokalklimatischen Beeinflussung der V-Werte. Das Gebiet mit V-Minimum im Sommer reicht westlich der Apenninen von Kalabrien bis mindestens 44° N, wobei der unmittelbare ligurische Küstenraum und die südliche Provence in Frankreich mit eingeschlossen werden können. Östlich der Apenninen erfassen dagegen die für 42° bis 43° N angeführten Stichproben (Tabelle XI) noch ein Gebiet mit V-Minimum im Winter. Immerhin sind schon schwache Sekundärminima im Sommer zu erkennen, so daß östlich der Apenninen der Grenzsäum der beiden verschiedenen V-Jahresgänge im Bereich 41° bis 42° N anzunehmen ist. Die nördliche Grenze des Raumes mit V-Minimum im Sommer reicht demnach östlich der Apenninen wesentlich weniger nordwärts als westlich dieses Gebirgszuges. — Die Inseln Sizilien und Sardinien mit ihrem Cs-Klima weisen V-Jahresgänge mit ausgeprägten Sommerminima nach.

Die Apenninenhalbinsel besitzt nun keineswegs einen Hochlandcharakter. Trotzdem stellen wir in Räumen mit Cs-Klima denselben V-Jahresgang wie in den sommertrockenen Küstensäumen der Iberischen Halbinsel fest. Folglich ist auch der letzte Zweifel zu verwerfen, der das V-Minimum im Sommer und V-Maximum im Winter doch als Küsten-Hochland-Effekt deuten möchte. Auch ein unerwünschter, nicht genügend eliminierter Küsten-Inland-Effekt kann bei den Stichproben der Apenninenhalbinsel nicht ausschlaggebend zur Auswirkung kommen, da die E-Werte durch die geringen Abstände der Stationen eines Paares oder durch die Verwendung von Hilfspaaren hinreichend unterdrückt werden. Die gegensätzlichen Verhältnisse der Ost- und Westküste der Apenninen-Halbinsel nördlich 42° N lassen vielmehr vermuten, daß der V-Jahresgang im Cs-Klima weitgehend von der Grundschrift beeinflusst wird. Die nordöstliche Seite der Apenninen liegt vorwiegend im Cf-Klima. Die Schichtung der unteren Troposphäre ist im Sommer dort wesentlich labiler als im Cs-Klima, d. h. die Vf müssen im letzteren Klimagebiet kleiner sein.

H. Flohn (46) gibt Temperaturmittelwerte der aerologischen Aufstiege über Sizilien von 1941—1943 an. Die danach berechneten Vf sind in den einzelnen Jahreszeiten:

Höhenstufe	Wi.	Fr.	So.	He.
0—1 km	24	10	—04	16
1—2 km	57	52	55	56
2—3 km	49	53	56	54.

Die Schicht 0—1 km besitzt ein ausgeprägtes Minimum im Sommer. Es ist aber zu bedenken, daß die Aufstiege regelmäßig morgens 4 Uhr MEZ durchgeführt wurden. Die nächtlichen Bodeninversionen verkleinern daher die Vf der Höhenstufe 0—1 km besonders in den Monaten mit geringer Bewölkung — hier also im Sommer.

Wesentlich sicherere Vf lassen sich nach den aerologischen Aufstiegen über Malta (111) berechnen. Die folgenden Vf ergeben sich nach Temperaturmittelwerten, die mehrere Radiosonden-Aufstiege im Laufe jedes Tages während der Jahre 1946—1950 erfassen (Jan.—Dez.):

Oberfläche-850 mb	55	54	54	40	36	29	44	49	48	57	59	56
(etwa bis 1,5 km)												
850 mb-700 mb	53	54	57	59	59	66	60	62	59	57	49	54.
(etwa bis 3,0 km)												

Der Vf-Jahresgang ist für die Schicht bis 1500 m Meereshöhe im wesentlichen derselbe wie bei den Morgenaufstiegen über Sizilien (siehe oben). Der zur Schicht 0—1500 m inverse Jahresgang der Schicht 1500—3000 m läßt den Schluß zu, daß im Sommer sehr häufig eine gut ausgebildete Peplopause unterhalb 1,5 km Meereshöhe vorhanden ist. Es handelt sich um die Grundschrift-inversion der Etesien. Nach K. Schneider-Carius (166) sind die Etesien in ihrem vertikalen Gefüge wie die Passatströmung aufgebaut und im westlichen Mittelmeer als die östliche Fortsetzung der Passate anzusehen, während sie im östlichen Mittelmeer zugleich ein Glied der sommerlichen monsunalen Zirkulation darstellen, aber die Trockenheit mit dem Passat gemeinsam haben. Nach den Höhenlagen der Stratocumulusdecke zu schließen, liegt die Etesieninversion nach K. Schneider-Carius über dem Mittelmeer zwischen Kreta und der nordafrikanischen Küste 500—1000 m hoch, gewöhnlich zwischen 700—800 m. Sie ist etwa 200 m mächtig und besitzt eine kräftige Temperaturzunahme von der Größenordnung 4—5° C.

Die Passatinversion im Raume des Cs-Klimas ist von H. v. Ficker (38) mit Hilfe der Klimastationen der Insel Teneriffa eingehend untersucht worden. Mit den Stationen Orotava (100 m), Guimar (370 m), La Laguna (547 m), Canadas (1730 m) und Izaña (2367 m) lassen sich verschiedene Höhenstufen betrachten (Tabelle VII). Im Winter werden die Kanarischen Inseln noch von der Frontalzone der polaren und der tropisch-subtropischen Luftmassen mit ihrem wechselhaften Wettergeschehen erfaßt. Die Schichtung ist in dieser Jahreszeit wesentlich seltener feuchtstabil als im Sommer. Entsprechend sind die V-Werte im Winter groß. Im Frühjahr stabilisiert sich die Grundschrift im Bereich der einsetzenden Passatströmung, wobei sich die Frontalzone nordwärts verlagert. Die Passatinversion liegt im Frühjahr unterhalb Izaña, sinkt bis zum Sommer noch tiefer herab und verschärft sich gleichzeitig. Sie erreicht in den heißesten Monaten etwa die Höhenlage von La Laguna. In diesen Monaten macht sich nach H. v. Ficker eine weitere Inversion in der Höhenlage von Izaña bemerkbar, die als Grenzschrift zum Antipassat aufgefaßt werden kann. Der Begriff Antipassat im Sinne von H. v. Ficker ist nach der von H. Flohn (47), 5—20 gepflegten Auffassung aufzulockern. Diese Auffassung, die die Gürtelgliederung der ageostrophischen atmosphärischen Zirkulation auf der Erde in einzelne Zellen aufteilt und den bisher als maßgebend angesehenen thermischen Gegensatz Äquator — Pol durch denjenigen zwischen Boden und Tropopause ersetzt, sieht den Meridionalaustausch der Luftmassen nicht mehr in Form einer großräumigen Vertikalzirkulation, sondern als Effekt eines quasigeostrophischen Horizontalaustausches. Die Meridional Komponente des quasigeostrophischen horizontalen Luftmassenaustausches kann dann im statistischen Mittel großräumig durch die Darstellung von „Zirkulationsrädern“ abstrahiert werden. Nur in diesem aufgelockerten Sinne sind die „Zirkulationsräder“ Passat — Antipassat in der vorliegenden Untersuchung zu verstehen. Diese Betrachtungsweise, auf die Passatinversionen angewendet, ordnet letzteren mittlere Höhenlagen und Intensitäten stets im statistischen Sinne zu. Einzeluntersuchungen haben immer wieder ergeben, daß Höhenlage und Intensität der Passatinversion schon innerhalb eines Tages besonders über dem Festland und den Inseln starken Schwankungen unterliegen, während über dem freien Ozean etwas konstantere Verhältnisse vorliegen (H. v. Ficker (39), 17).

Die Erklärung der V-Jahresgänge der Iberischen Halbinsel wird mit der Horizontalaustauschtheorie wesentlich erleichtert. Die Ausläufer der Passatinversion, die die Randgebiete der Iberischen Halbinsel im Sommer erfassen, sind ein Bestandteil des Azorenhochs, das in dieser Jahreszeit seinen Einfluß mehr oder weniger

über die gesamte Halbinsel erstreckt. Zwar weist die mittlere Luftdruckverteilung im Sommer über dem erhitzten Hochland ein Tiefdruckgebiet nach. Dieses Tief verschwindet jedoch meistens rasch mit zunehmender Höhe in den Topographien der Hauptisobarenflächen der täglichen Höhenwetterkarten. Die Obergrenze der Inversionen kann im Bereich der Küstensäume nach den geschilderten Ergebnissen bei etwa 800—1000 m angenommen werden. Dadurch werden im Sommer besonders in den westlichen und südlichen Rändern der Halbinsel kleine V-Werte erzeugt. Über dem Hochland einschließlich Ebrokecken liegt dagegen eine eigenständige Grundsicht, die im statistischen Mittel in sich feuchtstabil geschichtet sein muß, da auch hier im Sommer nur geringe Niederschläge beobachtet werden. Die Vf über Madrid (683 m) sind nach Temperaturmittelwerten von A. Wagner (212), 24:

	Wi.	Fr.	So.	He.
683—1000 m	—16	47	44	—22
1000—2000 m	28	48	33	48
2000—3000 m	40	38	64	49.

Den Vf liegen zwar nur insgesamt 96 Aufstiege zugrunde. Sie lassen aber immerhin erkennen, daß die Gradienten der Stufe 683—1000 m im Sommer wesentlich größer sind als im Winter und Herbst. Diese Tatsache ist ein rein thermischer Strahlungseffekt der Erdoberfläche und entspricht der stärkeren sommerlichen Erwärmung der bodennahen Luftschichten über dem Hochland. Die Gradienten der Stufe 1000—2000 m charakterisieren dagegen die mittlere thermodynamische Stabilität bzw. Labilität der Grundsicht des Hochlandes. Es ist zu erkennen, daß im Winter und Sommer die Grundsicht wesentlich stabiler geschichtet ist als im Frühjahr und Herbst. Während im Winter die Grundsicht vom Typ A die Vf wesentlich beeinflusst, handelt es sich im Sommer mehr um die Grundsichtstypen C und D. Die mittlere Höhenlage des Inversionsbeginnes liegt im Sommer nach den angeführten Gradienten über dem Hochland zwischen 1000 bis 2000 m Meereshöhe, das sind etwa 500—1500 m über Flachgrund. Vermutlich sind die Grundsichtinversionen des Sommers über dem Hochland nicht so intensiv wie die tiefer gelegenen Inversionen der Küstengebiete, die als Ausläufer der Passatinversionen anzusehen sind. Auffallend ist der große Vf-Wert über Madrid im Sommer für die Stufe 2000—3000 m. Dieser große Wert deutet darauf hin, daß die Inversionen im Bereich der Stufe 1000—2000 m Absinkinversionen sind. Demnach kann das sommerliche Bodentief über dem Hochland die Luftströmungen nur bis wenige hundert Meter über Flachgrund im zyklonalen Sinne beeinflussen. Darüber setzt sich der antizyklonale Einfluß des Höhenhochs durch.

Eine Zusammenfassung der Ergebnisse im Raum der Iberischen Halbinsel läßt dort für den V-Jahresgang einen kleinen peripher-zentralen, einen planetarischen und einen hypsometrischen Wandel erkennen. Der V-Jahresgang mit Sommerminimum verliert zunehmend seinen Einfluß zugunsten des Jahresganges mit Sommermaximum mit Zunahme der Kontinentalität der geographischen Breite und der Höhenstufe. Ein westöstlicher Wandel ist insofern nachweisbar, als im mediterranen Ostküstensaum die V-Werte im Winter die Tendenz besitzen, etwa gleich groß oder gar kleiner zu sein als die V-Werte im Sommer. Gegensätzlich dazu verhält sich der atlantische Westküstensaum, in dem die V-Werte die Eigenschaft haben, im Winter größer zu sein als im Sommer. — Innerhalb des planetarischen Wandels wird wohl der Nordküstensaum mit seinen Randgebirgen dem V-Jahresgang mit Hauptminimum im Winter angehören. Zwar besitzt der V-Jahresgang von Santander/Oviédo — Campo Redondo gleiche Minima im September und Dezember. Aber es ist zu beachten, daß das Hilfspaar Oviédo — León eine größere

Horizontalstrecke einschließt als das Hauptpaar. Damit ist die Elimination von E wahrscheinlich nicht vollständig, weil E in Küstennähe größer ist als landeinwärts. — Ein Vergleich mit der von H. Lautensach (97), Karte 1) im Sinne der vier Formenwandelkategorien durchgeführten Landschaftsgliederung der Iberischen Halbinsel ordnet die V-Jahresgänge mit überwiegendem Sommerminimum den Landschaften zu, die die Bedingungen zugleich erfüllen, peripher zu liegen (Symbol p) und sommertrocken zu sein (Symbol St), mit Ausnahme des nördlichen levantischen Ostküstensaumes, der durch das Symbol L₁ gekennzeichnet wird. Die weitere Durchsicht der Tabellen IV—IX läßt erkennen, daß das V-Minimum im Sommer charakteristisch für Räume mit Cs-Klima ist, sofern die Höhenstufe von der Größenordnung bis 1 km Meereshöhe erfaßt wird. Deswegen erscheint es berechtigt, diesen Jahresgang von V mit der Bezeichnung „Cs-Typ“ zu versehen.

Die Balkan-Halbinsel verhält sich hinsichtlich der räumlichen Verbreitung des Cs-Typs ähnlich wie die Apenninen-Halbinsel. Die Stationspaare Abbazia — Monte Maggiore auf der Halbinsel Istrien und Valona — Konitsa am albanischen Küstengebiet weisen den Cs-Typ nach, der im ganzen Peloponnes vorherrschend ist. Nach S. Skreb (175) zieht sich längs der Dalmatischen Küste aber nur ein sehr schmaler Küstenstreifen mit Cs-Klima hin. Schon wenige km landeinwärts findet ein Übergang zum Cfs- und schließlich zum Cfw-Klima statt. Die Stationspaare Livno — Kupres und Sarajewo — Bjelasnica in Bosnien, sowie Zagreb — Sljeme in Nordkroatien besitzen einwandfreie V-Minima im Winter (Tab. XI—XII). Es kann deshalb bestenfalls nur ein wenige Kilometer breiter Saum längs der Adriaküste des Balkans angenommen werden, in dem V-Minima im Sommer auftreten. Winterliche Kaltluftstöße aus dem Osten erreichen das Küstengebiet als trockene Fallwinde, die sich adiabatisch erwärmen, damit große vertikale Temperaturgradienten besitzen und in unmittelbarer Küstennähe die V-Werte vergrößern können. Zumindest tragen die Fallwinde nicht zu einer Verkleinerung von V bei.

Die Ostküste Griechenlands wird vom Cs-Typ nordwärts nur bis Thessalien beherrscht, während sich in Macedonien schon der Typ mit Winterminimum durchsetzt (Tabelle VI und XII). A. Philippson (144) vergleicht die geographischen Formen der griechischen Halbinsel für die Ost- und Westhälfte. Hinsichtlich des Klimas läßt sich zeigen, daß im Winter die Ostseite zuweilen von empfindlichen Kaltlufteinfällen aus dem Norden betroffen wird, die Westseite dagegen nur unter geringen Frösten zu leiden hat. Außerdem erhält die Westseite in dieser Jahreszeit im Luv der regenbringenden Westströmungen der Luft wesentlich ergiebigere Niederschlagsmengen als die Ostseite. Im Sommer besteht dagegen kein wesentlicher Unterschied zwischen Ost und West. Nach Norden nimmt die Intensität des sommerlichen Niederschlagsminimums stetig ab. Schon im Innern Macedoniens ist das Minimum nicht mehr so ausgeprägt, daß es der Cs-Formel genügen könnte. Die Häufigkeit und Intensität der Grundsichtinversion der Etesien ist dort im Vergleich zum südlichen Teil Griechenlands herabgemindert. Sie wird ins Innere des Balkans mit seinen Sommerregen immer geringer.

Vergleichen wir zurückblickend die räumliche Abgrenzung der V-Jahresgänge der Balkan-Halbinsel mit denjenigen der Apenninen-Halbinsel und der Iberischen Halbinsel, so ist eine Analogie des west-östlichen Wandels festzustellen (vergl. Abb. 2). Auch bei der Apenninen-Halbinsel werden winterliche Kaltluftvorstöße aus nördlicher Richtung, die der Po-Ebene kontinentale Züge verleihen, durch die Apenninen von der Westseite ferngehalten. Sie erzeugen nur in der östlichen Hälfte der Apenninen-Halbinsel südwärts bis zur

Apulischen Ebene kleine V-Werte, die sich als Winterminimum durchsetzen. Die Westseite der Halbinsel erhält in der im Winter vorherrschenden Westströmung neben größeren Niederschlagsmengen auch größere V-Werte als die Ostseite. — Bei der Iberischen Halbinsel ist diese Gegensätzlichkeit zwischen West und Ost etwas schwächer ausgeprägt.

den die V in den einzelnen Jahreszeiten im Raum Jerusalem

	Wi.	Fr.	So.	He.
nach Westen	53	38	41	40
nach Osten	44	49	79	52.

D. A s h b e l l (7) untersuchte V mit stündlichen Werten des Jahres 1932 zwischen den Stationen „Totes Meer“



Abb. 2
Verbreitung des Cs-Typs der V-Jahresgänge im Mittelmeergebiet

Der Raum mit Cs-Klima erfaßt am Südrand des Jaila-Gebirges auf der Halbinsel Krim nur einen schmalen Küstenstreifen. Zum nördlich angrenzenden BS-Klima erfolgt ein rascher Übergang. Der Übergangscharakter der südlichen Krim kommt im V-Jahresgang zum Ausdruck. Die Stationspaare Liwadija — Magduss und Liwadija — Ai Petri (Tab. XII) besitzen im Winter relativ große V-Werte im Zusammenhang mit den maximalen Niederschlägen in dieser Jahreszeit. Vorstöße kontinentaler Kaltluftmassen aus nördlicher Richtung werden vom Jaila-Gebirge wirksam abgeschirmt. Die V-Maxima im Sommer deuten darauf hin, daß die Peppause in dieser Jahreszeit sich vorwiegend über der Höhenlage von Ai Petri (1180 m) ausbildet. Die Paarung Ssimferopol — Ai Petri am Nordhang des Jaila-Gebirges besitzt im Winter schon niedrige V-Werte.

In den Randzonen der Pontischen Halbinsel, in Syrien und Nordafrika deckt sich die Verbreitung der Cs-Typs der V-Jahresgänge im großen und ganzen mit dem entsprechenden Klima. In Mesopotamien stehen die Mittelwerte der aerologischen Aufstiege von Habbanya (110), das nahe bei Bagdad liegt, von dem Zeitraum 1946—50 zur Verfügung. Danach betragen die V:

Oberfläche — 850 mb	42	51	62	58	58	55	47	43	42	30	26	27
850 — 700 mb	50	50	60	70	82	80	80	83	74	71	69	53

(Oberfläche 45 m, 850 mb im Mittel 1600 m, 700 mb im Mittel 3100 m).

Der Vergleich beider Höhenstufen bestätigt für den Sommer und Herbst die Existenz einer ausgebildeten Peppause unterhalb 1600 m. Die Etesien über Mesopotamien gliedern sich als Zweig in die großräumige monsunale Strömung ein, jedoch ist ihre Schichtung im Sommer stabil. Die Auswirkung auf die V-Werte kann nur abgeschätzt werden. Nach den V_f von Habbanya zu schließen, besitzt der Raum um Bagdad hinsichtlich des V-Jahresganges der untersten 1000-m-Stufe Übergangscharakter vom Cs- zum BW-Typ mit überwiegender Winterminimum.

Für den Raum um Jerusalem erwähnt schon J. v. H a n n (63), 98, daß dort die V-Jahresgänge nach Westen gegen das Mittelmeer und nach Osten gegen das Jordantal verschieden sind. Nach seinen Angaben wer-

(31° 49' N, 35° 30' E, —392 m) und Jerusalem, Mt. Scopus (31° 48' N, 35° 15' E, 827 m) und erhält

54	54	61	44	38	51	57	62	46	39	46	44.
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-----

Er betont, daß besonders große Gradienten mittags im Sommer auftreten, wenn die Niederungen durch In-solation stark erhitzt werden. Auch die in der Tabelle VI angeführten Stichproben rechtfertigen die Ziehung des Grenzsaaumes zwischen Cs-Typ und BW-Typ etwa entlang dem Jordantal und dem Anti-Libanon.

Die Stichproben des nordafrikanischen Küstengebietes lassen erkennen, daß dort der Übergang vom Cs-Typ zum BW-Typ in den Räumen mit BS-Klima stattfindet. Der Verbreitungsbereich des Cs-Typs reicht etwas weiter kontinenteinwärts als das Cs-Klima selbst. Leider liegen keine Stichproben von höher gelegenen Höhenstufen vor. Die Thermoisoplethen-Darstellungen der freien Atmosphäre von Morgenaufstiegen der Stationen Limoges, Marignane, Blida in Algerien und besonders Rabat in Franz. Marokko ergeben im Zeitraum 1941/42 dort von Juni—September/Okttober ausgeprägte Inversionen in etwa 0,5—1 km Meereshöhe (M. O u r-

cival (134)). Danach darf angenommen werden, daß auch im nordafrikanischen Küstengebiet der Cs-Typ seinen Einfluß mindestens bis etwa 1 km Meereshöhe ausübt.

Die übrigen Räume der Erde mit Cs-Klima umfassen im Gegensatz zum Mittelmeergebiet wesentlich kleinere Areale.

In Südamerika im Küstengebiet mit Cs-Klima (entlang dem Perustrom) weisen die Stichproben, bei denen die Hochstation bis etwa 1000 m hoch liegt, den charakteristischen Cs-Typ des V-Jahresganges nach. Entsprechende Beispiele sind Valparaiso — Los Andes und Traiguen — Lonquimay (Tabelle IX). Die übrigen Stationspaare erfassen wesentlich größere oder höher gelegene Stufen. Ihre V-Minima verschieben sich

zum Winter hin. Daraus kann geschlossen werden, daß hier V in der Stufe über 1000 m Meereshöhe einen inversen Jahresgang zur darunterliegenden Stufe besitzt. Die V-Werte sind in der untersten Höhenstufe unter der Einwirkung der kalten Auftriebswasser des Perustromes sehr klein und im Sommer teilweise negativ. Eine Ausnahme stellt das Stationspaar Traiguén — Lonquimay dar, das von den angeführten Stationspaaren am südlichsten liegt. Die großen V-Werte im Winter werden von der Frontalzone hervorgerufen, die in dieser Jahreszeit bis in jene Breiten nordwärts rückt. — Im gesamten südamerikanischen Raum mit Cs-Klima werden die V-Werte für die Höhenstufe über 1 km Meereshöhe von der Größenordnung 0,5 — 0,6° C je 100 m sein. Dieser Schluß ist zulässig, da die Stichproben, die höher gelegene Stufen erfassen, die unterste Stufe bis 1 km Meereshöhe noch überlappen oder einbeziehen. Beispielsweise beträgt bei Valparaíso — El Teniente für die Höhenstufe 36 — 2134 m V im Januar 31 Zentigrad/100 m im Gegensatz zu Valparaíso — Los Andes, das für die Höhenstufe 41 — 816 m in demselben Monat V = —33 Zentigrad/100 m aufweist.

Im Westen Nordamerikas ist der Cs-Typ von V in reiner Prägung hauptsächlich in dem Küstenraum um San Franzisko und Los Angeles vertreten. Auch hier begünstigen kalte Küstenauftriebswasser die V-Minima im Sommer. Aber schon vom Californischen Becken zur Sierra Nevada, wie auch im südlichen Kaskadengebirge, setzen sich die V-Minima im Winter durch. Überraschendes Verhalten besitzen die V-Jahresgänge von Wallace Woodland Park-Mullan Pass und Alamo-Pioche (Tabelle VIII). Diese beiden Stichproben liegen schon in einer beachtlichen Entfernung von der Küste, und trotzdem weisen sie V-Minima im Sommer nach. Dabei wird die Höhenstufe 1 — 2 km Meereshöhe erfaßt. Nach der in (215) durchgeführten Abgrenzung der einzelnen Klimate in den U.S.A. schiebt sich in der Sierra Nevada ein Streifen mit Dfb-Klima ein. Anschließend folgen ostwärts BS- und BW-Klima, Nördlich der Sierra Nevada und auch südlich davon reicht das Cs- bzw. Ds-Klima weiter landeinwärts. Im südlichen Teil des Californischen Beckens haben die Stichproben Auberry — Big Creek, Ash Mountain — Giant Forest usw. trotz Cs-Klima noch V-Minima im Winter. Die Jahresgänge der Stichproben Childs — Fort Valley und Clifton — Alpine, die nordöstlich der Gila-Wüste liegen, sind schon in Abschnitt 8a besprochen worden.

Für den Raum Nordamerikas mit Cs- bzw. Ds-Klima erschweren die sehr unterschiedlichen Höhenstufen der einzelnen Stichproben und die rasch abwechselnde Folge der Klimate im Westen der U.S.A. eine regionale Abgrenzung des Cs-Typs von V. Immerhin ist zu erkennen, daß der Cs-Typ nicht den ganzen Raum mit Cs-Klima beherrscht, sein Einfluß aber nördlich und vielleicht auch südlich der Sierra Nevada weiter ostwärts reicht als im Raum des Californischen Beckens selbst. Damit besitzt das Californische Becken hinsichtlich der Beziehung Lage—Klima—V-Jahresgang Parallelen zum Ebrobecken der Iberischen Halbinsel.

Im südlichen Afrika wird nur ein sehr bescheidener Raum vom Cs-Klima erfaßt. Dieser Raum beschränkt sich auf die äußerste Südspitze des Kontinents um Kapstadt. Bei den angeführten Stichproben (Tabelle VII) ist der Cs-Typ von V nur beim Stationspaar De Doorns — Matroosberg zu erkennen. Diese Stichprobe ist jedoch mit 480 m Höhendifferenz nicht ausreichend sicher. Die übrigen Stationspaare weisen eine Verschiebung der Minima gegen den Herbst und der Maxima gegen das Frühjahr auf. Die Niederschlagsmengen des Tafelberges sind auch im trockensten Sommermonat im Mittel noch größer als 30 mm. Daran ist zu ersehen, daß das Cs-Klima des unmittelbaren Küstensaumes mit zu-

nehmender Höhe rasch in ein Cfs- und Cf-Klima übergeht. Zum Vergleich sind in Tabelle 9 Vf-Jahresgänge von Kapstadt, George, Durban und Kimberley angegeben, wie sie sich als Mittelwerte von Morgen- und Mittagsaufstiegen des Zeitraumes 1941-47 nach (191) berechnen lassen.

Während über Kapstadt der Jahresgang der Schicht 1000/900 mb, die bis etwa 1000 m Meereshöhe hinaufreicht, mit dem V-Jahresgang bis zur Höhe des Tafelberges übereinstimmt, besitzt die Schicht 900/800 mb ein Sommerminimum. Die Schicht 800/700 mb, die etwa der Höhenstufe 2000 — 3100 m entspricht, hat dagegen wieder ein Winterminimum. Demnach liegen die sommerlichen Inversionen über Kapstadt im Mittel vorwiegend in der Schicht zwischen 1000 und 2000 m Meereshöhe, also in größeren Höhenlagen als im Bereich der Etesien. Im Herbst sinkt dagegen die mittlere Höhenlage der Inversionen unter 1000 m ab und erreicht den Höhenbereich des Tafelberges.

Über George ist deutlich zu erkennen, daß sich das Vf-Minimum mit zunehmender Höhe bis 3000 m vom Herbst zum Sommer verschiebt. Das Sommerminimum von Vf reicht hier höher hinauf als über Kapstadt. Der Vf-Jahresgang von Durban hat in der untersten Schicht bis etwa 1000 m Meereshöhe ein Winterminimum, darüber aber ein Sommerminimum bis rund 3000 m. Über Kimberley reicht das Winterminimum des Vf-Jahresganges bis über 4000 m Meereshöhe hinauf. Dieser Jahresgang entspricht schon dem kontinentalen Klima der gemäßigten Breiten (vergl. Abschn. 10).

Die mittleren Grundsichtverhältnisse von George und Durban erklären die V-Jahresgänge von Estcourt — Mokhotlong und Pietermaritzburg — Nottingham Road (Tabelle XVI) am Ostrand des Kathlamba-Gebirges. Diese Stichproben erfassen die Schicht 1000 bis 2000 m Meereshöhe. Der Vf-Jahresgang dieser Schicht prägt dem V-Jahresgang das Sommerminimum auf, obwohl die Stationspaare kein Cs-Klima besitzen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß der V-Jahresgang mit Sommerminimum im Küstensaum Südafrikas nur wenig in die Stufe 0 — 1000 m Meereshöhe hineinragt, während er die Stufe 1000 — 2000 m beherrscht (siehe auch Abschn. 10, Afrika).

Ganz analoge Verhältnisse zu Südafrika finden wir in der freien Atmosphäre über Melbourne und Sydney in Australien. Diese Aufstiegsstellen liegen gleichfalls in einem Raum, der auf der Sphärisphäre östlich eines Gebietes mit Cs-Klima anschließt. Tabelle 10 enthält die Vf über Melbourne und Sydney nach F. L o e w e (100), (101).

Da den Vf vorwiegend Morgenaufstiege zugrunde liegen, sind die sehr kleinen Gradienten im Winter eine Folge der nächtlichen Bodeninversionen. Die deutlichen Vf-Minima im Sommer in der Schicht 500 — 2000 m weisen auf ein häufiges Vorkommen von Inversionen hin, die sicher auch mit der mittleren Höhenlage der Peplopause des benachbarten Raumes mit Cs-Klima in Zusammenhang stehen. Leider liegen vom ausgeprägten Cs-Klima in Australien keine V-Jahresgänge vor. Das Stationspaar Omeo — Hotham Heights, das in den Australischen Alpen im Bereich des Cf-Klimas liegt, ergibt nach brieflich von J. G e n t i l l i (53) mitgeteilten Werten ein V-Minimum im Sommer (Tab. XVI). Die erfaßte Höhenstufe reicht von 645 — 1860 m Meereshöhe und wird demnach noch von dem Vf-Jahresgang, der über Melbourne und Sydney herrscht, beeinflußt. Die sommerlichen Inversionen zwischen 500 — 2000 m gehören wie in Südafrika zur Peplopause des Südostpassats. In Tabelle 11 sind jahreszeitliche Vf, die sich nach von F. L o e w e und U. R a d o k (102) angegebenen Temperaturmittelwerten errechnen, zusammengestellt. Deutlich ist zu erkennen, daß bei den in Südost-Australien gelegenen Aufstiegsstellen Amberley, Rathmines,

Parafield, Laverton und sogar noch über Macquarie Island die Vf der Schicht 1 — 2 km Meereshöhe im Einflußbereich des Südostpassats im Sommer etwas geringer sind als im Winter. Für die Stufe bis 1 km kommt derselbe Jahresgang nur bei Parafield im Bereich des

Cs-Klimas schwach zum Ausdruck. Der geringe Unterschied der Vf für die beiden Jahreszeiten läßt vermuten, daß im australischen Cs-Klima der Cs-Typ des V-Jahresganges in der untersten 1-km-Stufe sich nicht deutlich durchsetzen kann.

Tab. 9 Vf über Kapstadt, George, Durban und Kimberley von Januar bis Dezember nach Temperaturmittelwerten des Zeitraumes 1941 — 47 (191)

Kapstadt: 34° 00' S, 18° 29' E, 23 m.

1000—900 mb (etwa bis 1,0 km)	43	34	<u>28</u>	29	29	30	36	40	42	44	43	44
900—800 mb (etwa 1,0 — 2,0 km)	<u>25</u>	30	37	41	44	44	42	41	39	38	36	35
800—700 mb (etwa 2,0 — 3,1 km)	48	51	53	50	48	45	43	<u>41</u>	44	47	47	47

George: 33° 58' S, 22° 27' E, 221 m.

950—900 mb (etwa 0,6 — 1,0 km)	51	44	<u>38</u>	40	47	56	64	59	52	50	49	52
950—850 mb (etwa 0,6 — 1,5 km)	36	<u>24</u>	33	45	53	60	52	50	43	43	31	40
850—700 mb (etwa 1,5 — 3,1 km)	<u>41</u>	43	50	51	54	53	51	48	43	44	44	43
700—600 mb (etwa 3,1 — 4,35 km)	57	60	61	57	57	53	<u>52</u>	<u>52</u>	54	55	61	57

Durban: 29° 15' S, 31° 03' E, 13 m.

1000—900 mb (etwa bis 1,05 km)	44	36	42	37	29	34	29	26	<u>21</u>	30	36	40
900—800 mb (etwa 1,05 — 2,05 km)	39	37	39	49	55	53	55	46	40	34	35	<u>32</u>
800—700 mb (etwa 2,05 — 3,15 km)	<u>47</u>	49	54	55	62	60	59	59	54	52	49	50

Kimberley: 28° 48' S, 24° 46' E, 1224 m.

850—750 mb (etwa 1,55 — 2,6 km)	64	67	63	64	61	<u>48</u>	58	56	57	60	63	63
750—600 mb (etwa 2,6—4,4 km)	79	75	74	66	61	<u>53</u>	<u>53</u>	59	64	72	78	74

Tab. 10 Vf über Melbourne und Sydney von Januar bis Dezember nach F. Loewe (100), (101).

Melbourne (vorwiegend Morgenaufstiege) 1931—39.

0 — 0,5 km	82	70	72	56	28	24	<u>16</u>	40	58	82	80	82
0,5 — 1,0 km	<u>38</u>	40	40	42	52	56	54	54	56	58	50	54
1,0 — 2,0 km	39	<u>35</u>	37	48	48	49	54	55	49	44	46	<u>35</u>
2,0 — 3,0 km	<u>47</u>	<u>50</u>	52	49	49	53	51	54	53	48	<u>47</u>	51

Sydney (vorwiegend Morgenaufstiege) 1937—43.

0 — 0,5 km	68	46	22	20	—34	<u>—72</u>	—60	06	08	34	28	70
0,5 — 1,0 km	<u>38</u>	44	42	58	56	54	54	60	58	56	58	48
1,0 — 2,0 km	<u>44</u>	46	<u>44</u>	54	52	52	52	56	57	51	47	50
2,0 — 3,0 km	52	50	56	48	51	52	50	48	54	53	52	55

Tab. 11 Vf für Winter und Sommer des weiteren australischen Raumes nach F. Loewe u. U. Radok (102).

		bis 1 km	1-2 km	2-3 km
Townsville	Wi.	36	43	26
19° S, 147° E, 4 m	So.	65	60	54
Cloncurry	Wi.	27	56	41
20° S, 141° E, 188 m	So.	47	75	76
Alice Springs	Wi.	18	43	44
24° S, 134° E, 550 m	So.	42	74	68
Charleville	Wi.	04	51	49
26,5° S, 147° E, 298 m	So.	44	76	72
Amberley	Wi.	12	54	45
27,5° S, 153° E, 26 m	So.	52	50	52
Rathmines	Wi.	39	58	53
33° S, 152° E, 3 m	So.	45	53	58
Parafield	Wi.	44	53	51
35° S, 139° E, 30 m	So.	38	50	58
Laverton	Wi.	42	53	55
38° S, 145° E, 14 m	So.	41	38	53
Macquarie Island	Wi.	53	46	56
54° S, 159° E, 5 m	So.	53	40	50

Fassen wir die zahlreichen Einzelergebnisse in Räumen mit Cs- und Ds-Klima zusammen, so erhalten wir eine ziemlich klare Übersicht. Die Räume der Erde mit Cs-Klima (einschließlich Ds-Klima) vermitteln mit Ausnahme von Südafrika und Australien eine Regelmäßigkeit der V-Jahresgänge, die beim Vergleich mit den V des Cf-Klimas einen eindeutigen Zusammenhang und entsprechende Abhängigkeit von den mittleren Grundschichtverhältnissen ergeben. Die mittlere Höhenlage der Peplopause der Passatströmungen und ihrer Ausläufer bestimmt im Sommer die V-Werte in den verschiedenen Höhenstufen. Die winterlichen V-Werte in den Räumen mit Cs- und Ds-Klima sind durch ihre Abhängigkeit von Kontinentalität, geographischer Breite und Lage zu der atmosphärischen Frontalzone gekennzeichnet. Das Wechselspiel der bestimmenden Faktoren im Winter und im Sommer entscheidet, ob im Cs- und Ds-Klima für die Höhenstufe bis 1000 m ein V-Jahresgang mit Sommerminimum zustande kommt. Für den weitaus größten Bereich des Cs- und Ds-Klimas ist dies auf der Erde der Fall. Eine Ausnahme für die Höhenstufe bis 1000 m bildet der Cs-Raum Südafrikas und vielleicht auch Australiens. Diese Räume besitzen den charakteristischen Cs-Typ von V mit Sommerminimum erst für die Höhenstufe 1 — 2 km bzw. 0,5 — 2 km Meereshöhe; er wird dort aber auch für die betreffende Höhenstufe in den angrenzenden Klimaten festgestellt. Dadurch, daß die mittleren Höhenlagen und Intensitäten der Passat-Peplopausen entscheidend für die Sommerminima von V sind, beschränkt sich der V-Jahresgang mit Sommerminimum vorwiegend auf küstennahe Gebiete. In größeren Entfernungen von der Küste steigt landeinwärts im Sommer die mittlere Höhenlage der Passat-Peplopausen unter Intensitätsminderung an, und die V-Jahresgänge erhalten dann in dieser Jahreszeit Maxima.

10. C-, D-, E- und F-Klimate, außer Cs und Ds

Die Diskussion und räumliche Abgrenzung der V-Jahresgänge in diesen Klimazonen wird durch die vorangegangene Besprechung der Stichproben in den äquatorwärts liegenden Räumen erleichtert. Eine erste Durchsicht der Tabellen IX—XVI läßt erkennen, daß die Stichproben fast durchweg Winterminima besitzen, während V im Sommerhalbjahr im allgemeinen Beiträge von der Größenordnung 50—70 Zentigrad/100 m annimmt.

Eurasien

In Europa treten bei den skandinavischen Stichproben (Tabelle IX und X) die Winterminima vorzugsweise im Januar auf. Die Beträge der Minima werden um so kleiner, je polnäher die Stationspaare liegen. Obwohl Alten-Halddé sich in rund 70° N befinden, sind dort die winterlichen V-Werte unter der klimatischen Einwirkung der Golfstromausläufer immer noch positiv. Negative Werte existieren in Skandinavien im Winter nur bei niedrigen Höhenstufen. Die in Tabelle X für niedrige Höhenstufen angeführten V (80) sind das Resultat kräftiger Bodeninversionen der Lufttemperatur und werden entsprechend stark lokalklimatisch beeinflusst. Übrigens sind für die niedrigen Höhenstufen die winterlichen V in Norwegen kleiner als in Schweden, sofern gleiche geographische Breiten in Betracht gezogen werden. Diese Tatsache läßt sich durch die große Reliefenergie Norwegens erklären. Die große Reliefenergie bietet der Ausbildung und Stagnation ausgeprägter bodennaher Kaltluftseen so günstige Bedingungen, daß trotz des kontinentaleren Klimas Schwedens in Norwegen die winterlichen V bis einige hundert Meter über Flach- bzw. Talgrund kleiner sind als in Schweden. Schwierig gestaltet sich in Schweden die Bestimmung charakteristischer V-Werte der untersten 1-km-Stufe, da dafür keine geeigneten Hochstationen zur Verfügung stehen. A. Bäckmann (8) versuchte in Südschweden mit 66 Stationen, die Höhenstufen bis 300—400 m Meereshöhe erfassen, V-Werte im Jahresgang auszugleichen. Der Versuch ergibt die Werte

66 67 64 53 56 62 | 70 72 73 81 76 79

mit mittleren Fehlern von rund ± 7 bis ± 10 Zentigrad/100 m. Ein Vergleich mit den norwegischen Stichproben läßt diese Werte fragwürdig erscheinen. Brauchbarer erscheint die Temperaturformel von A. Angström (5) (s. auch R. A. Süring (183)), die die Temperaturänderung der Monatsmittel mit der Höhe durch den Ausdruck

$$0,47 + 0,17 \cdot \sin(300^\circ + x)$$

wiedergibt. Für x sind für die Monate Januar, Februar, März usw. 0°, 30°, 60° etc. einzusetzen. Die danach berechneten Werte sind

32 38 47 55 62 64 | 62 56 47 39 32 30.

Im südlichen Norwegen enthält der V-Jahresgang von Ullensvang-Finse nach B. J. Birkeland und N. J. Föyn (14), 39 die Werte

72 73 75 78 76 70 | 62 59 57 63 68 74.

Sie wurden wahrscheinlich ohne Elimination des Horizontalgradienten E gewonnen. Wird ein Hilfspaar benutzt (vergl. Tab. IX), so verschwindet das Minimum im Herbst sofort und macht einem Winterminimum Platz. Es ist zu beachten, daß die auf den Meeresspiegel reduzierten Isothermen im westlichen Skandinavien im Winter sehr dicht liegen. Deshalb müssen die Stationen eines Paares näher als etwa 20—30 km beieinander liegen, falls die Verbindungsstrecke landeinwärts weist. Bei größeren Entfernungen sind brauchbare Hilfspaare anzusetzen. Ebenfalls irrealer Sommerhauptminima besitzen entsprechend die V-Jahresgänge der in (14) angeführten Paare Sand — Svandalsflona und 1/2. (Gjesvär+Tromsö) — Halddé.

Die Vf von Kjeller nahe Oslo (59° 58' N, 11° 02' E, 112 m) sind nach Flugzeugaufstiegen der Jahre 1928—37 (15)

0,1 — 1,0 km	-19	-10	-02	45	51	65	65	52	46	26	09	-31
1,0 — 2,0 km	41	47	51	65	64	68	66	63	57	54	50	41
2,0 — 3,0 km	59	57	55	56	62	66	66	60	57	57	62	49
3,0 — 4,0 km	65	56	63	62	63	62	59	58	66	68	67	59.

Die Winterminima von Vf werden damit bis 3 km Höhe nachgewiesen.

Von Tromsö in Nordnorwegen erhalten die Vf nach (79) die Werte

0,1 — 1,0 km	17	40	38	44	46	41	25	31	37	40	33	36
1,0 — 2,0 km	51	58	55	59	62	46	49	51	54	56	55	57
2,0 — 3,0 km	62	59	56	58	50	50	53	49	49	50	48	58.

Das schwache sekundäre V-Minimum von Alten-Haldde (Tab. IX) im Juli ist demnach als reell anzusehen. Es wird damit in den Sommermonaten eine etwas stabilere Schichtung der unteren Troposphäre gekennzeichnet.

Ausgesprochene sommerliche Hauptminima von Vf sind über den Shetland-Inseln nachweisbar. Die Aufstiege über Lerwick (60° 08' N, 1° 11' W, 70 m) der Jahre 1946—50 ergeben, nach (109) berechnet, die ausgeglichenen Werte:

Oberfläche — 850 mb (ca. 1,4 km)	56	51	50	54	52	47	47	52	55	56	55	57
850 mb — 700 mb (ca. 2,9 km)	55	60	60	54	58	48	47	46	46	46	50	53.

In diesem Raum wird die Grundsicht über dem Ozean durch Golfstromausläufer im Winter labilisiert. Diese Tatsache entspricht auch dem Jahresgang der Niederschlagsmengen. P. Beelitz (10) bezeichnet den dort herrschenden Jahresgang der Niederschlagsmengen mit Wintermaximum und Sommerminimum als Schottisch-Atlantischen Typ. Dieser Typ tritt an der Nordwestküste Schottlands und im Raum der Shetland-Inseln auf. Die Niederschlagsmengen betragen dort in den Sommermonaten im Mittel rund 50% derjenigen in den Wintermonaten. Sie sind in den Sommermonaten mit mehr als 60 mm immer noch reichlich.

Jahr ist charakteristisch für die labile Grundsicht in diesen Monaten (Schauerwetterlagen). Über dem noch weiter südlich gelegenen Larkhill (51° 12' N, 1° 48' W, 133 m) ergeben sich nach Aufstiegen der Jahre 1946—50 (108) bis rund 1,5 km Meereshöhe folgende Vf:

27 32 30 56 55 52 61 58 46 38 37 38.

Weiter südlich liegt das Stationspaar Fort William — Ben Nevis (Tab. X) mit V-Maximum im Frühjahr und Minimum in den Monaten November und Dezember. Die V-Jahresschwankung ist gering. Auch im Winter unterschreiten die V-Werte 60 Zentigrad/100 m nicht. Zu diesen hohen Winterwerten mag auch noch ein adiabatischer Effekt der am Westrand der schottischen Bergländer erzwungen aufsteigenden Luftmassen beitragen. Das Auftreten des V-Maximums im Früh-

Hier ist die Grundsicht im Winter im Mittel wesentlich stärker stabilisiert als über Lerwick, bedingt durch Vorstöße kontinentaler Kaltluftmassen aus östlichen Richtungen, die bis Südengland kürzere Wege über die entstabilisierend wirkende Nordsee zurücklegen als bis Schottland. Solche Vorstöße sind nach Schottland auch seltener.

H. G. Cannegieter und W. Bleeker (24) geben die Temperaturmittelwerte der aerologischen Aufstiege über Reykjavik (Island) und Soesterberg/De Kooij (Niederlande) an. Die ausgeglichenen Vf betragen für den Zeitraum 1932/33 über Reykjavik

0 — 1 km	61	61	66	73	72	64	63	68	68	59	55	58
1 — 2 km	76	59	51	43	42	46	49	50	49	54	61	66

und über Soesterberg/De Kooij

0 — 1 km	12	34	49	59	62	57	46	41	57	41	15	-01
1 — 2 km	47	50	54	59	62	60	53	49	51	53	48	46.

Bei diesen Vf ist zu berücksichtigen, daß sie nur von etwa 1 Jahr Beobachtungsdauer stammen. Immerhin erkennen wir die stärkere kontinentale Beeinflussung der bodennahen Vf im Winter über den Niederlanden im Gegensatz zu Islands Küstengebieten. Über Reykjavik verläuft der Vf-Jahresgang in der Schicht 1—2 km invers zur darunter gelegenen Höhenstufe. Die niedrigeren Vf im Sommer, die durch häufiges Auftreten von Inversionen in der Schicht 1—2 km bedingt sind, stehen auch im Zusammenhang mit einem Rückgang der Niederschlagsmengen in dieser Jahreszeit. In den Küstengebieten Islands verlaufen nämlich die Jahresgänge der Niederschlagsmengen ähnlich wie bei den Shetlandinseln (14), Tabellen.

dem Nordwesthang und dem Südosthang zu erkennen. Die Vorstöße und die Ausbildung stabil geschichteter Kaltluftmassen verlieren südwärts stetig an Einfluß. — Bei den von E. Alt (2), 62 angegebenen V des Schweizer Jura (vergl. auch Tabelle X) ist besonders für die Wintermonate zu beachten, daß diese Werte mit wesentlich kleineren Höhendifferenzen als 1000 m bestimmt wurden. Entsprechend sind die V im Winter niedrig. Noch ausgeprägter wirken sich stagnierende Kaltluftseen in den Ostalpen aus. Nach H. Tollner (188) herrschen dort in den tief eingeschnittenen Tälern im Januar kräftige Temperaturinversionen bis zu den Höhenlagen zwischen 1000 m und 1300 m vor. Dadurch werden die V-Werte in Tabelle X zwischen 500 und 1500 m im Winter besonders klein, bleiben jedoch immer noch positiv. Die Höhenstufe 1500—3000 m hat dagegen in derselben Jahreszeit wesentlich größere und, wie auch E. Ekhart (32) bestätigt, mit zunehmender Höhe ziemlich gleichbleibende Gradienten. Im Sommer

Auch die V-Jahresgänge von Frankreich und von den Westalpen besitzen ihre Maxima im Frühjahr (Tabelle X). In Frankreich erhalten die V-Minima mit zunehmend südlicher Lage größere Werte. In den Westalpen ist ein entsprechender Unterschied zwischen

sind die mittleren Gradienten zwischen einer höher gelegenen Basisstation und einem Gipfel etwas größer als bei entsprechenden Höhendifferenzen mit niedriger gelegenen Stationen. Der vorherrschende Höhenbereich der winterlichen Temperaturinversionen von etwa 1000—1300 m Meereshöhe wird auch von F. Steinhäuser (180) mit den jährlichen maximalen Schneehöhen, gemittelt über mehrere Jahre, in Verbindung gebracht. Mit Ausnahme des Alpenostrandes zeigt sich für die anderen Gebiete (Alpenostrand mit Donaugebiet, Innere Nordalpen und Südalpen) bei der allgemeinen Zunahme der mittleren maximalen Schneedecke mit der Höhe deutlich zwischen 1000 m u. 1200 m über dem Meeresspiegel ein geringerer Betrag dieser Schneedicke als in den unmittelbar darunter und darüber befindlichen Höhenlagen. Am deutlichsten ist diese vorübergehende Abnahme im Raume des Grazer und des Klagenfurter Beckens. Im Grazer Becken haben die Nebel (R. Hüttig (76)) in etwa 900 m über dem Meeresspiegel ihre größte Häufigkeit. Darüber nimmt die Häufigkeit mit der Höhe entsprechend den größer werdenden Vf bzw. V rasch wieder ab.

Von R. Klein (83) sind V-Werte im Raum der Niederen Tauern (mittlere Koordinaten 47,4° N, 14,3° E) für den Zeitraum 1851—1900 berechnet worden. Die V betragen für die Höhenstufe 400—1500 m Meereshöhe im

Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
19	60	65	35

und stimmen mit den Werten von H. Tollner (188) (vergl. Tabelle X) im wesentlichen überein.

Das Klagenfurter Becken stellt in klimatischer Hinsicht eine gewisse Singularität dar. Die nähere Gebirgsumrandung von dem 440 m hoch gelegenen Kla-

0,1 — 1 km	09	—08	23	47	76
1 — 2 km	25	26	55	53	55
2 — 3 km	43	44	48	47	57

Zur Bestimmung dieser Vf, die einen übereinstimmenden Jahresgang mit V besitzen, dienten 293 Aufstiege aus den Jahren 1913—15 und 1927—41. 234 Aufstiege fanden morgens statt. — S. Petrovic (143) untersuchte die Inversionshäufigkeit unterhalb der Hohen Tatra (Stationshöhe 2635 m) mit Hilfe von sehr nahe beieinander gelegenen Stationen in verschiedenen Höhenlagen für den Zeitraum 1946—52. Das Maximum der Inversionshäufigkeit tritt danach im Januar auf. Ein ausgesprochenes Minimum existiert im Juli, ein abgeschwächtes sekundäres Maximum im Oktober und ein entsprechendes sekundäres Minimum im November. Während die Häufigkeit der Inversionen bis 1800 m Meereshöhe relativ langsam abnimmt, geht sie in der darüber liegenden Stufe 1800—2600 m rasch zurück. — Da in den Wintermonaten die Bodeninversionen (Strahlungsinversionen) vorherrschen, kann der Schluß gezogen werden, daß auch im Becken südlich der Hohen Tatra sich zeitweilig Kaltluftseen wie in den Alpentälern entwickeln. Die V bleiben jedoch für

Oberfläche — 1 km	02	20	42	67
1 — 2 km	41	50	48	60
2 — 3 km	48	46	58	58

Aus den Werten folgt mit Sicherheit, daß zumindest im südlichen Finnland V im Winter für die unterste Höhenstufe bis 1 km positiv ist.

Von den Chibinbergen der Halbinsel Kola liegen Temperaturmessungen vor (A. P. Pawlow (135)), und zwar von „Chibiny Versuchsfeld 130 m“ und Gornyje Chibiny 760 m. Die Stationen liegen 10 km auseinander.

genfurt ist etwa 1100 m hoch. Nach Süden erfolgt ein Abschluß durch die etwa 2000 m hohe Karawankenkette. E. Alt (2), 116 führt an, daß im Klagenfurter Becken von der Talsohle bis über 1000 m hinauf die mittlere Wintertemperatur zunimmt und erst in etwa 1900 m die Mitteltemperatur der Niederungen wieder erreicht wird. Nach diesen Angaben beträgt dort V im Winter für die Höhenstufe 440—1100 m rund —50 Zentigrad/100 m und für die Höhenstufe 1100—1400 m rund +60 Zentigrad/100 m. — Die Radiosondenaufstiege über Klagenfurt vom Juli 1940 — Juni 1941 erfaßten nach E. Ekhardt (31) bei 717 Aufstiegen 410 Bodeninversionen — das sind 57% —, die sich vorwiegend auf das Winterhalbjahr verteilen.

Die Stichproben im Raum der Südalpen gegen die Po-Ebene besitzen, dem kontinentalen Charakter dieses Raumes entsprechend, noch niedrige, jedoch positive winterliche V-Minima. Erst im Raum der Apenninen werden die V im Winter größer, und es stellen sich Jahresgänge ein, die als Übergang zum Cs-Typ gedeutet werden können. Der V-Jahresgang des Stationspaares Airole — Le Mesce (Tabelle V) im Raum des Übergangs der Meeralpen zu den Ligurischen Alpen ist gerade noch dem Typ mit Winterminimum zuzuordnen. Dagegen liegt das Paar Grasse — Andon (Tabelle V) südlich der Meeralpen schon eindeutig im Bereich der Sommerminima von V.

Aus der Ungarischen Tiefebene erhebt sich im Norden unmittelbar das Matra-Gebirge mit dem Stationspaar Kompolt — Kékes (Tabelle XI). Die niedrigen V-Werte in den Wintermonaten weisen wie die übrigen Stichproben der inneren Balkan-Halbinsel darauf hin, daß im Winter kräftige und hoch reichende Bodeninversionen auftreten.

Die Vf über Budapest sind (B. Béll (11), 37—41)

76	76	61	46	29	—02	03
54	65	59	63	44	37	33
50	60	60	53	50	42	46.

Höhenstufen von 1000 m wahrscheinlich auch hier noch positiv.

Die Mittelgebirge Deutschlands und die Bergländer der Tschechoslowakei haben V-Jahresgänge (Tabelle XI), die sich nur wenig voneinander unterscheiden. Über München und Berlin (vergl. Tab. 5, Abschn. 5) liegen die Vf im Winter etwa 10—20 Zentigrad/100 m niedriger als die zugehörigen V-Werte der unteren 1000-m-Stufe. Diese Tatsache läßt sich für die Untersuchung der Verhältnisse in Finnland ausnützen. Dort werden die V im Winter sicherlich mindestens 10—20 Zentigrad/100 m größer als die entsprechenden Vf sein (vergl. die Ausführungen in Abschn. 5). Finnlands Kontinentalität ist nach H. Lautensach (98) zwar nicht größer als die ostdeutsche, aber die Lage dieses Raumes ist polnäher. — Über Utti, das nordöstlich unweit Helsinki liegt, lassen sich nach Angaben von V. Rossi (155) Vf des Zeitraumes 1932—39 berechnen. Sie betragen:

83	87	84	76	60	48	35	18
62	67	59	60	55	48	53	33
52	56	55	56	54	57	55	54.

Für den Februar läßt sich V berechnen. Für die Jahre 1930—34 ist im Mittel V = 0 Zentigrad/100 m, für 1946 dagegen 64 Zentigrad/100 m. Versieht man den Wert 1930—34 mit dem Gewicht 5 und den Wert 1936 mit dem Gewicht 1, so erhält man für V im Mittel rund 10 Zentigrad/100 m. Das heißt, V ist im Raum der Kola-Halbinsel in den Wintermonaten zwar klein, jedoch kaum negativ anzunehmen.

Das einzige Stationspaar, das bei den zur Verfügung stehenden Unterlagen Aufschlüsse im Ural geben kann, ist im Süden Slatoust — Iwanowskij Rudnik (Tabelle XII). Die Höhendifferenz beträgt leider nur 400 m. Dadurch können sich lokalklimatische Einflüsse auf die V-Werte zu stark auswirken. Immerhin ist zu erken-

Oberfläche — 1 km	—30	—20	00	15	20	30	40	30	20	20	10	—10
1 — 2 km	20	30	40	50	60	60	60	50	40	40	20	15.

Die Luft ist in 1 km Meereshöhe über Orenburg im Januar rund 3° C wärmer als am Boden. Eine Gipfelstation im weiteren Raum von Orenburg (z. B. südl. Ural) wird im Januar zwar kälter als die freie Atmosphäre sein, jedoch ist kaum anzunehmen, daß der Unterschied viel mehr als 3° C beträgt (vergl. Ausführungen Abschn. 5). Für die unterste 1-km-Stufe sind dort demnach in den Wintermonaten V von der Größenordnung 0° C/100 m schon möglich. Der Raum Orenburg einschließlich des südlichen Ural kann deshalb als Übergangsbereich von den Räumen mit positiven V im Winter zu denjenigen mit negativen V angesehen werden.

Im Kaukasus und im Innern Kleinasiens (Tabelle XII) existiert der V-Jahresgang mit Winterminimum, aber positiven Werten. Das Hochland von Iran besitzt um Seistan ein großräumiges Becken. H. v. Ficker (37) vergleicht die mittleren Temperaturen der Jahreszeiten von der Station Seistan (30° 52' N, 61° 23' E, 490 m) mit denjenigen der Stationen Quetta (30° 12' N, 67° E, 1680 m) und Kerman (30° 17' N, 53° 13' E, 1740 m) und erhält für die Abstufung Seistanbecken — Hochland folgende jahreszeitliche V:

Wi.	Fr.	So.	He.	Minimum	Maximum
29	50	61	50	24	68
				Februar	Mai

Er schreibt dazu (S. 259): „Die Vorstellung jedoch, daß im Becken von Seistan im Winter ein See kalter Luft liegt, ist wohl nicht zulässig. Dagegen spricht die starke Luftbewegung, die hier auch im Winter herrscht. Viel eher könnte man an einen im Mittel verhältnismäßig seichten Strom kalter Luft denken, der in diesem Gebiet faßt ununterbrochen von Nord nach Süd fließt.“ —

Das südliche Vorderindien stellt nach Abschn. 7 hinsichtlich des V-Jahresganges einen Übergangsraum zum A-Typ mit V-Maximum in der Trockenzeit dar. Auch im nördlichen Vorderindien herrschen die V-Minima im Winter vor (vergl. Tabellen II, XII und XIII). In Hinterindien charakterisiert das Stationspaar Laokay — Chapa den Übergang vom winterkalten V-Typ zum A-Typ ebenso wie die südlicher gelegene Stichprobe Nhatrang — Dalat (Tabelle XIII und II). Vorstöße kontinentaler Kaltluftmassen erreichen als Wintermonsun Vorder- und Hinterindien mit sehr abgeschwächter Wirkung. Die V-Minima im Winter werden deshalb nur wenig kleiner als die Maxima im Frühjahr und Sommer.

33 — 1000 m	47	43	46	49	58
-------------	----	----	----	----	----

Die Vf-Minima im Winter besitzen hier schon kontinentalen Charakter.

In Nordkorea drängen sich die Isothermen in den Wintermonaten gegen die Ostküste besonders dicht, neben Südalaska wohl am dichtesten auf der ganzen Erde. Dadurch wird die V-Bestimmung selbst mit Hilfspaaren sehr erschwert und unter Umständen fragwürdig. Die Werte des Paares Hokusei — Hôzan können nur als für den Küstenraum charakteristisch angesehen werden. Von H. Lautensach (95), 96 ff. wird darauf hingewiesen, daß Nordkorea keinem gleichmäßigen Wintermonsun unterworfen ist, sondern von teils ununterbrochenen, teils unterbrochenen Folgen

nen, daß in diesem Raum zumindest bis zu dieser Höhenstufe im Winter negative V auftreten. Als notdürftigen Ersatz erhalten wir mit Hilfe von (6) grob angenäherte Vf von Orenberg (51° 45' N, 55° 06' E, 114 m). Sie betragen:

20	30	40	30	20	20	10	—10
60	60	60	50	40	40	20	15.

Die V-Werte der angeführten japanischen Stichproben besitzen ihre Maxima im Zeitraum August bis September und Februar bis März (Tabelle XIII). Die Minima treten im Spätherbst bis Frühwinter und im Frühsommer auf. H. Flohn (47) weist auf die Dreiteilung des sommerlichen Witterungsgeschehens im Raum von Südchina bis Sachalin hin. Es existiert dort eine frühsommerliche Regenzeit, eine hochsommerliche Trockenzeit und die Herbstregenzeit, die bereits Ende August beginnt. Die Eintrittszeiten der beiden ersten Perioden verspäten sich nach Norden (Südsachalin) etwa um einen Monat. Im August fallen demnach die V-Maxima der japanischen Stichproben mit dem Beginn der Herbstregenzeit zusammen, während die früh-sommerliche Regenzeit bei V nicht recht zum Ausdruck kommt. Höchstens beim Paar Tukubasan Tyuhuku — Tukubasan ist ein vorübergehend leichtes Ansteigen von V im Mai festzustellen. — Die sommerlichen Minima kommen durch den Einfluß des in dieser Jahreszeit kräftig entwickelten Nordpazifik-Hochs zustande. Nach K. Schneider-Carius (169) reichen die dem nordpazifischen Hoch entstömenden Luftmassen, die über Ostasien als SE-Monsun bezeichnet werden, allerhöchstens bis 2 km und sind stabil geschichtet. H. Flohn (47), 32 gibt die mittlere Vertikal-er Streckung des Südost-Monsuns, der als umgelanter NE-Passat gedeutet werden kann, über dem Rand des Festlandes nur noch mit 400—700 m an. Bereits in 1000 m Höhe herrscht dort über dem SE-Monsun eine S- bis SW-Strömung, die mehr labil geschichtet ist. Der Einfluß des nordpazifischen Sommerhochs ist dadurch über Hokkaido, Sachalin sowie Nordkorea und der Mandchurie schon so gering, daß dort eine ausgeprägte Trockenperiode in dieser Jahreszeit nicht mehr auftritt. Dasselbe gilt für das Innere Chinas, dessen V-Stichproben (Tabelle XIII) Spätsommermaxima und Winterminima besitzen.

Auffallend hoch sind die V der Japanischen Inseln im Winter. Es handelt sich um einen analogen Effekt wie bei den Shetland-Inseln, Island und bei Schottland im Bereich der Golfstromausläufer. In Ostasien bewirkt der Kuro-Shio die Erhöhung der V-Werte im Winter. Daß dieser Effekt auch in Ostasien nur bei Inseln auftritt, die genügend weit vom Festland entfernt liegen, bestätigen die Vf von Hongkong. Mit Hilfe der Temperaturmittelwerte, die Fr. E. Gherzi (56), 47 veröffentlichte, ergeben sich die Vf

65	66	58	69	64	63	51.
----	----	----	----	----	----	-----

von Kaltluftvorstößen erfaßt wird. Die Wintermonsunlage herrscht dort im Januar im Mittel an rund 23 von 31 Tagen vor. Dabei existieren kräftige Temperaturinversionen. Das Jalu-Tumên-Hochland liegt im Bereich des Dwb-Klimas mit extrem kaltem Strahlungsklima, mit Temperaturumkehr und Kaltluftseen in den nebligen Becken sowie häufigen Schneefällen im Hochwinter. — H. Lautensach schreibt S. 216: „Überhaupt werden die Winter des Kaimahochlandes mit wachsender Höhe milder. Das beweist vor allem die Station Hôzan, deren Januar-Durchschnittstemperatur um 4,6° C höher liegt als die des 837 m niedriger gelegenen Chükôchin. Choshin zeigt diese verblüffende

intensive Temperaturumkehr weniger deutlich, da es im Gegensatz zu Hózan selbst in einem Hochbecken liegt.“ — Aus den Anführungen kann gefolgert werden, daß das Innere von Nordkorea im Grenzsaum des Raumes mit negativen V-Werten des Winters liegt.

Für den Raum der Südmongolischen Steppe berichtet W. H a u d e (68) auf Grund von Drachenaufstiegen bei Ikengung und am Edsingol (etwa 500 m über dem Meeresspiegel), daß im November 1931 Vf noch schwach positiv war. In den darauffolgenden Wintermonaten blieb dann die Temperatur vom Boden annähernd bis 2000 m über dem Meeresspiegel fast die gleiche, wobei entweder Isothermie herrschte oder die Luft von Inversionen durchsetzt war. Größere positive Vf traten erst ab März wieder auf. Leider erfaßten die Stichproben nur einen Winter. Immerhin ist festzustellen, daß kräftige Bodeninversionen bis in größere Höhen in aufeinanderfolgenden Wintern zumindest nicht regelmäßig existieren. Da bei Höhenstufen von 1 km V im Winter stets größer als Vf ist, werden demnach im süd-mongolischen Steppenraum für diese Jahreszeit im Mittel noch schwach positive V zu erwarten sein.

Für die Tallagen des südlichen Tibet zeigt H. F l o h n (45), daß im Gegensatz zum Tienschan und zur Gobi im Mittel eine winterliche Inversion größeren Ausmaßes nicht existiert. — Der Übergangssaum zu negativen V im Winter wird etwa breitenkreisparallel das Zentrum der Mongolischen Steppe durchziehen, den Balkaschsee streifen, um dann längs der Kirgisen-Schwelle zum südlichen Uralgebirge abzubiegen. Damit verläuft der Übergangssaum zwischen positiven und negativen winterlichen V. in den betreffenden Räumen etwa der Linie entlang, der H. F l o h n ((44),

bis 1 km	—145	—131	—46	—13	42
1 — 2 km	—42	—24	12	50	67
2 — 3 km	47	28	30	60	56
3 — 4 km	51	51	48	60	54

Größenordnungsmäßig stimmen die Vf mit den in Tabelle XIII angegebenen V-Werten von Werchojansk/Jakutsk — Semenowsches Bergwerk überein. Ähnliche Werte gibt W. B. S c h o s t a k o w i t s c h (172) für die Wintermonate an (vergl. Tabelle XIII). Er versuchte auch in Sibirien den Raum mit negativen winterlichen V abzugrenzen. Aerologische Aufstiege standen ihm zu jener Zeit nicht zur Verfügung. Von der Tatsache ausgehend, daß Wind von einer gewissen Stärke ab die Entstehung der Strahlungsinversionen erschwert, kam er bei seiner Untersuchung zu dem Ergebnis, daß das Ausbreitungsgebiet mit negativen V teilweise mit dem antizyklonalen Gebiet des Luftdrucks zusammenfällt und nach Westen annähernd durch die Linie mit der mittleren Windstärke 3 m/sec begrenzt wird. Diese Linie läuft zwischen 60° und 70° N etwa längs des Meridians 90° bis 100° E von Norden nach Süden und liegt damit etwas östlicher, als nach den neueren Unterlagen vermutet werden kann. Da andererseits das west-sibirische Tiefland keine nennenswerten Erhebungen des Geländes besitzt, ist dort eine Aussage über den V-Jahresgang bedeutungslos.

Für die Dickson-Insel vor der Jenisseimündung (73° 30' N, 80° 24' E) werden nach H. F l o h n (49), 81—87 mit Hilfe von 848 Aufstiegen des Zeitraumes November 1948 bis Februar 1952 Temperaturmittelwerte des Bodens und der Hauptisobarenflächen angegeben. In den extremen Wintermonaten Januar und Februar nimmt die Temperatur vom Boden bis zur 900-mb-Fläche im Mittel um rund 5° C zu. Darüber herrscht bis zur 800-mb-Fläche annähernd Isothermie. Von dort nimmt die Temperatur mit zunehmender Höhe wieder ab. — Vom Kap Tscheljuskin (77° 43' N, 104° 17' E) stehen Mittelwerte von 862 Aufstiegen desselben Zeitraumes zur

Karte 1) eine Inversionshäufigkeit von 70% zuordnet. In diesem Grenzsaum ist die Inversionshöhe im Mittel nie geringer als 800—1000 m über dem Meeresspiegel ((44), Karte 2), und der mittlere Inversionsbetrag ist mindestens 4°—6° C ((44), Karte 3). Auch unter der Annahme, daß eine Hochstation in dem betreffenden Grenzsaum bis zu 3°—5° C niedrigere Monatsmittel als die freie Atmosphäre in gleicher Höhe besitzt, wird dann bei einer Höhendifferenz von 1000 m V annähernd 0 oder schwach negativ. Voraussetzung ist natürlich, daß dort die Stationen nicht in tief eingeschnittenen Hochgebirgstälern liegen. Solche enger begrenzten Räume, wie z. B. im Tienschan und im Pamir, werden sicherlich stärker negative V besitzen.

Während im Grenzsaum negative V mindestens bis 1000 m über dem Meeresspiegel zu erwarten sind, reicht im unmittelbaren Raum um den „Kältepol“ Oimekon (62° 10' N, 143° 15' E, 754 m) die mittlere Inversionshöhe nach H. F l o h n (43) und (44) mindestens bis 1600 m Meereshöhe bei einer Inversionshäufigkeit von mehr als 95% und dem mittleren Inversionsbetrag von 20° C. Die Bodentemperatur wird dort erst wieder in etwa 5000 m Höhe erreicht. Dabei gliedert sich die winterliche Inversion in 2 auffallende Abschnitte: die äußerst kräftige nächtliche Bodeninversion bis 300—500 m mit starkem täglichem Gang und darüber die Hauptinversion mit schwachen, teils positiven, teils negativen Gradienten. Die normale Temperaturabnahme mit der Höhe setzt erst etwa ab 3000—4000 m ein.

Die Vf einer 17 Monate umfassenden Reihe von Radiosondenaufstiegen über Jakutsk (Febr. 1940 — Juni 1941) sind nach Temperaturmittelwerten verschiedener Höhenstufen (42)

40	21	31	16	10	—120	—121
67	64	56	49	38	02	—22
68	62	55	49	44	31	36
60	52	47	59	62	45	52.

Verfügung. Dort beträgt die Temperaturzunahme vom Boden bis zur 900-mb-Fläche im Januar und Februar im Mittel nur etwa 3—5° C. — H. S v e r d r u p (185), 6 berichtet, daß der Wind die polaren Inversionen an der Küste oder über Inseln kaum entfernen könne, aber die Durchmischung würde bis zu größeren Höhen hinaufreichen. Die Durchmischung ist jedoch für die V der untersten 1-km-Stufe von ausschlaggebender Bedeutung. Sie wird auch bei mittelgroßen Windstärken in Bergländern sicherlich größer sein als in Küstennähe oder gar über kleinen ebenen Inseln. V kann deshalb im Raum des Byrranga-Gebirges (Nordsibirien) kaum auffallend negative Werte besitzen.

Nach Angaben von J. G. G u t e r m a n n (57) herrscht über dem Franz-Josef-Land ebenfalls eine Zweiteilung der Grundsicht praktisch während des ganzen Jahres vor, die dem Typ A₁ (Inversionstyp mit boden-naher Mischungsschicht nach K. S c h n e i d e r - C a r i u s) entspricht. Die turbulent durchmischte Kaltluft hat während des Jahres positive Vf bis zur mittleren Höhe von rund 400 m über Grund. Während im Winter vorwiegend Bodeninversionen vorkommen, sind es im Sommer hauptsächlich Aufgleitinversionen, hervorgerufen durch das Aufgleiten warmer Luftmassen über die tiefer gelegenen kälteren. Die auch im Winter sich ausbildende turbulente Mischungsschicht an der Erdoberfläche läßt die Folgerung zu, daß im Bereich eines raschen Geländeanstiegs im Raum Spitzbergen/Franz-Josef-Land eine verstärkte Durchmischung der unteren Grundsicht eintreten wird. Dieser Raum liegt noch zu sehr im Wirkungsbereich der atlantischen Zyklonen. Deswegen sind dort im Winter kaum negative V zu erwarten.

Eine im Mittel weniger hochreichende bodennahe Mischungsschicht wurde im Expeditionsraum der „Maud“ (1918—25) östlich der Neusibirischen Inseln (etwa 75° N, 165° E) beobachtet (184) u. (92), vergl. auch (44) u. (78). 70% der Inversionen setzten dort oberhalb einer im Mittel rund 200 m hohen bodennahen Mischungsschicht ein und reichten durchschnittlich bis etwa 800 bis 1000 m. Beim mittleren Inversionsbetrag von 9° C und bei einer Inversionshäufigkeit von 90% ist in diesem Raum einschließlich der östlichen Ausläufer Sibiriens ohne die Halbinsel Kamtschatka und wahrscheinlich auch ohne das Korjaken-Gebirge mit negativen V-Werten im Winter zu rechnen. Der östliche Grenzsäum für negative V der untersten 1-km-Stufe ist hypothetisch entlang den Küstengebirgszügen des Japanischen und des Ochotskischen Meeres zu ziehen. Die senkrecht zu den Küsten vorhandenen scharfen horizontalen Temperaturgradienten im Winter sprechen für die äußerst rasch fortschreitende starke Abkühlung der bodennahen Luftschichten mit zunehmender Küstenentfernung.

Eine Singularität hinsichtlich des Klimas ist im ostasiatischen Raum die unmittelbare Umgebung des Baikalsees. Unweit südlich des Baikalsees sind die V-Werte im Winter (Tabelle XIII) noch eindeutig negativ. A. Woeikof (217) vergleicht die Januar- und Juni-Mitteltemperaturen der Station W. Mischida (51° 05' N, 105° 09' E, 1280 m) mit denjenigen der in unmittelbarer Nähe des Sees gelegenen Stationen Uschkanysus und Myssowaya. Der Vergleich läßt erkennen, daß die Hochstation im Dezember rund 6° C kälter ist, dagegen im Juni nur 2° C. Zweifellos sind in diesen Temperaturdifferenzen noch beachtliche Horizontalgradienten E enthalten. Bei ihrer Elimination würde die für V zu verwendende Temperaturdifferenz im Dezember sicherlich kleiner und im Juni größer werden. Trotzdem ist es nicht unwahrscheinlich, daß V in unmittelbarer Nähe des Sees im Winter positiv bleibt. Keinesfalls wird V in den Wintermonaten so stark negativ sein wie in der weiteren Umgebung des Sees.

Nordamerika und Grönland

Beginnen wir mit der Betrachtung im Norden, so erhebt sich sofort die Frage, in welchem Raum für die unterste 1-km-Stufe V mindestens in einem Wintermonat negativ wird. Alle in Tabelle XIII u. XIV angeführten Stichproben bis 53° N besitzen im Winter noch positive V. Der Januarwert des Paares Quesnel/Revelstoke — Barkerville/Glacier wird immerhin nur schwach positiv. Dieses kombinierte Paar gibt den Hinweis, daß bald weiter nördlich reelle negative V für die unterste 1-km-Stufe zu erwarten sind. Die einzige Stichprobe, die weiter nördlich noch zur Verfügung steht, ist das kombinierte Paar von Alaska, das etwa 300 km nördlich der Küste der Alaska-Bay seinen Schwerpunkt besitzt. Bei der Höhendifferenz von 580 m kann leider nicht gesagt werden, ob für die 1-km-Stufe V stärker oder schwächer negativ würde. Die Nähe der Südküste, die im Winter unter dem vorwiegenden Einfluß der nordpazifischen Zyklone steht, spricht dafür, daß längs der Südküste ein Landstreifen mit positiven V im Winter existiert. Deswegen wird V beim Schwerpunkt der angegebenen kombinierten Stichprobe Alaskas im Winter wohl kaum stärker negativ werden.

So wenig Hochstationen im nördlichen Raum von Nordamerika zur Verfügung stehen, so erfreulich ist die Anzahl aerologischer Aufstiegsstellen mit Mittelwerten aus mehrjährigen Beobachtungsergebnissen. Nach den beim eurasischen Kontinent gewonnenen Erfahrungen läßt sich der Grenzsäum der negativen V für die unterste 1-km-Stufe etwa dort ziehen, wo für diese Stufe der mittlere Inversionsbetrag in der freien Atmosphäre in einem der extremen Wintermonate grö-

ßer als ca. 4—5° C ist. In der Abbildung 3 sind von 14 kanadischen Aufstiegsstellen (21), (72) jeweils von demjenigen Wintermonat, der den größten mittleren Inversionsbetrag für rand 900—1000 m über Grund besitzt, die betreffenden Werte eingetragen. Diese Werte ermöglichen die Abgrenzung des Raumes, dessen V der untersten 1-km-Stufe mindestens während eines Wintermonats negativ sind. Der in Abb. 3 eingezeichnete Grenzsäum umschließt einen Raum, dem auch H. Flohn (41) hochreichende Bodeninversionen im Winter zuordnete.

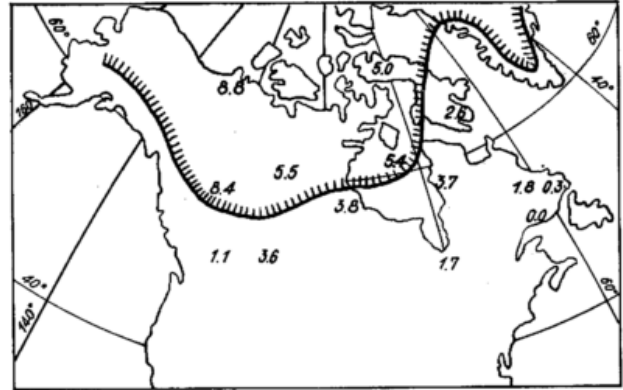


Abb. 3

Mittlere monatliche Inversionsbeträge in der freien Atmosphäre bis etwa 900—1000 m über Grund jeweils von dem extremsten der Wintermonate Dezember, Januar und Februar in Nordamerika.

— hypothetischer Grenzsäum zwischen positiven und negativen V mindestens eines Wintermonats der untersten 1-km-Geländestufe über Flachgrund

Die Abgrenzung des V-Jahresganges mit Winterminimum gegen den Cs- und BW- und den A-Typ wurde schon in den Abschnitten 7, 8 und 9 besprochen.

Für Grönland liegen sowohl von F. Loewe (185), 79—80 wie auch von H. v. Ficker (40) Berechnungen des V-Jahresganges vor. Alle diese Jahresgänge haben sehr große V im Winter gemeinsam, die teilweise trockenadiabatische Gradienten überschreiten (vergl. Tab. 12). Sicherlich enthalten diese V noch nicht eliminierte Horizontalgradienten. Diese Elimination ist mit dem zur Verfügung stehenden Material nicht durchführbar. H. v. Ficker schreibt S. 187: „Die Größe der Gradienten im Winter ist nur verständlich, wenn an den Küsten sozusagen ständig Fallwind weht, obgleich an der Ostküste die seichte, aber sehr kräftige Inversionsschicht offenbar nur selten ausgeräumt wird.“

Die Fallwinde würden nach dieser Erklärung trockenadiabatische Erwärmungen der Luftmassen hervorrufen, die einem Föhneffekt entsprechen. Die abfließende Kaltluft wird dann durch Nachsinken im Zentrum ersetzt, wobei dort gleichfalls eine Erwärmung zu erwarten wäre. Jedoch kühlt sich dort die Luft am Boden durch Ausstrahlung stetig ab.

Für diese Hypothese sprechen die relativen Feuchten im Winter, die beim Kamarujukfjord westlich der Weststation im Winter rund 20% niedriger gemessen wurden als im Sommer. Ähnliche Verhältnisse ergaben sich im Osten Grönlands. Wie zu erwarten, zeigten die auf dem Inlandeis gelegenen Stationen im Winter keinen wesentlichen Rückgang der relativen Feuchte. Ihre Werte waren im Winter größer als diejenigen der Küstenstationen.

Gegen diese Hypothese spricht, wie schon H. v. Ficker im Nebensatz erwähnt (s. o.), die seichte, aber sehr kräftige Inversionsschicht an der Ostküste, die nur selten ausgeräumt wurde.

Aus dem Für und Wider ist zu schließen, daß wohl im Winter Fallwinde am Rande des Inlandeises auf-

Tab. 12 V im Raum Grönland während der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener
(August 1930 bis Juli 1931) nach H. v. Ficker (40).

Basisstation	Hochstation	h m	s km	V in Zentigrad / 100 m von Januar bis Dezember											
Scoresbysund (Osten)	Eismitte	3000	680	81	99	69	76	<u>50</u>	58	55	72	78	93	100	95
Kamarujukfjord (Westen)	Eismitte	3000	400	117	110	72	77	<u>71</u>	77	77	89	91	106	116	97
Weststation	Eismitte	2000	400	127	112	93	74	77	91	<u>68</u>	87	88	113	126	97
Kamarujukfjord (Westen)	Weststation	1000	50	97	97	<u>50</u>	81	59	89	97	93	86	90	106	97

Alle Stationen liegen zwischen 71° und 72° N. Weststation liegt nordöstlich von Kamarujukfjord.

treten. Jedoch lassen die vom Horizontalgradienten E nicht befreiten V keinen Schluß zu, in welchem Maße die V-Werte am Rande des Grönlandeises durch die Fallwinde modifiziert werden.

Nach Angaben von H. Flohn (49) war im Zeitraum Dezember 1949 — Februar 1950 über Eismitte im Mittel eine kräftige Inversion von rund 800—1000 m Höhe über Grund mit dem Inversionsbetrag von 7° C vorhanden. Es ist demnach ziemlich sicher, daß im Innern Grönlands im Winter zumindest in der untersten 1-km-Stufe über Flachgrund negative Vf auftreten. Bei negativen Vf können aber die V bestenfalls nur geringe positive Werte annehmen, wenn sie nicht negativ sind. Das letztere ist aber eher wahrscheinlich. Am Rande des Inlandeises wäre dann mit einer bedeutenden Verschärfung der Horizontalgradienten E zu rechnen. Die charakteristischen V werden dort folglich kleiner sein als die Werte in Tab. 12.

Südamerika

Durch die Besprechung der A-, BW- und Cs-Klimate in Südamerika ist die regionale Abgrenzung der verschiedenen Typen der V-Jahresgänge schon vorgezeichnet. Die in Tabelle XIV u. XV angeführten Stichproben besitzen alle den Jahresgang mit Winterminimum, wie er für die vorkommenden Klimate Cf, Cw und BSkw charakteristisch ist. Die untere Höhengrenze des E-Klimas, das in niederen Breiten als Höhenklima auftritt, verringert sich nach Süden stetig, bis sie in Feuerland das Meeresniveau erreicht. Hier findet dann ein direkter Übergang vom Cf-Klima zum E-Klima statt, so daß das D-Klima praktisch ausscheidet. Da keine ausgedehnte Landmassen mit E-Klima existieren und die Küsten im wesentlichen eisfrei sind, kann mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß bei diesem maritimen Klimacharakter V auch in den südlichsten Räumen des südamerikanischen Kontinents im Winter nicht negativ wird.

Das BW-Klima längs der Andenküste wechselt erst bei etwa 30° S über den Gebirgskamm. Der polwärts 30° S östlich der Kordillere sich erstreckende Raum mit BW-Klima erhält mit zunehmender Breite winterkaltes Gepräge. Dadurch werden sich dort die Unterschiede zwischen den V-Jahresgängen des BW-Klimas und denjenigen des BS-, bzw. Cf-Klimas mehr und mehr verwischen. Das Stationspaar Oran — La Quiaca weist den V-Jahresgang der winterkalten Klimate bis rund 3000 m Meereshöhe nach. Die Vf über Mendoza (32° 53' S, 68° 50' W, 740 m) und über dem 450 km nordöstlich gelegenen Córdoba werden nach Angaben von W. Georgii (54), (55) bis 3 km Meereshöhe von demselben Typ des Jahresganges beherrscht. In den darüber liegenden Schichten setzt sich mit zunehmender Höhe ein dazu inverser Jahresgang durch. Der nördliche Grenzsaum des winterkalten V-Jahresganges kann nach den vorliegenden Stichproben für die unterste 1-

km-Stufe in der Abbildung 4 vom Golf von Guayaquil südostwärts durch den Kontinent bis zum Küstenbereich von Rio de Janeiro gezogen werden.

Afrika

Das Hochland von Abessinien besitzt selbständiges Klimagepräge. Daher ist das Stationspaar Gambela — Addis Abeba (Tab. XV) als für das Cw-Klima charakteristisch anzusehen, obwohl Gambela noch Aw-Klima aufweist. Diese Betrachtungsweise findet ihre Rechtfertigung in dem V-Jahresgang mit Winterminimum. Anders liegen die Verhältnisse beim Paar Kericho — Equator (Tab. II). Jene Stichprobe erfaßt eher eine Hochstufe des Aw-Klimas zwischen 2000 und 3000 m Höhe über dem Meerespiegel.

Im Bereich der südostafrikanischen Küste liegt nach Abschnitt 9 (Afrika) die sommerliche Inversion des Südostpassates im Mittel etwas über 1 km. Entsprechend haben die V-Jahresgänge der Stationspaare Estcourt — Mokhotlong und Pietermaritzburg — Nottingham Road (Tabelle XVI), wie schon in Abschnitt 9 ausführlich besprochen und begründet, ihr Minimum im Sommer. Die weiter nördlich und zugleich weiter landeinwärts liegenden Stichproben weisen bereits wieder V-Jahresgänge mit Winterminima nach. Es ist deshalb anzunehmen, daß der Typ mit V-Minimum im Sommer für die Höhenstufe über 1 km Meereshöhe sich auf einen schmalen Küstensaum etwa von Kapstadt bis nördlich Durban beschränkt. Das sommerliche V-Minimum dieser Höhenstufe ist besonders im nördlichen Teil dieses Raumes insofern erstaunlich, als dort der Südostpassat im Sommerhalbjahr ein ausgeprägtes Niederschlagsmaximum hervorruft, und eigentlich in dieser Jahreszeit V- bzw. Vf-Maxima auch in den Höhenstufen über 1 km Meereshöhe zu erwarten wären. Nach (152), Abb. 5 liegt über dem südafrikanischen Hochland während des Sommers im statistischen Mittel ein Tiefdruckgebiet mit Konvergenzzone, das den Übertritt des Südostpassats auf das Festland in den unteren Schichten der Troposphäre bewirkt. Der Südostpassat erhält in diesem Raum monsunalen Strömungscharakter. Er steigt an der Abdachung der südöstlichen Randschwelle auf. Die trotzdem dort auftretenden sommerlichen V- bzw. Vf-Minima in den Höhenstufen über 1 km Meereshöhe können nur so verstanden werden, daß am Beginn der ansteigenden Abdachung der Südostpassat nur von Zeit zu Zeit und auch örtlich wechselnd seine eigene Peilopause durchbricht. In den jeweils lokal begrenzten Bereichen der vertikalen Durchbrüche wird die Grundschicht vorübergehend labilisiert und die Niederschlagsneigung gefördert. Über dem Hochland löst sich die Passatinversion dann schließlich vollständig auf, wie der Vf-Jahresgang von Kimberley (vergl. Tab. 9) bis über 4000 m Meereshöhe nachweist. Trotzdem sind die sommerlichen Niederschlagsmengen im Zentrum des Hochlandes (Kalahari) relativ gering. Die dort aufsteigenden überhitzten Bodenluftballen sind zu trocken.

Während des Winters liegt im statistischen Mittel über Südafrika eine Hochdruckbrücke des Roßbreitenhochs, die das Aufsteigen des Südostpassats an der Südostabdachung des Kontinents überwiegend verhindert.

Versuchen wir in Afrika eine Grenzsaumziehung der verschiedenen Typen von V-Jahresgängen, so stehen für die Größe des Kontinents verhältnismäßig wenig Stichproben zur Verfügung. Die bisher gewonnenen Erfahrungen ermöglichen uns jedoch bestimmte Aussagen über Räume zu machen, für die keine Stichproben vorliegen. Wieder wird es vorteilhaft sein, den Blick auf die unterste 1-km-Stufe über Flach- bzw. Talgrund zu richten.

Der Grenzsaum des A-Typs mit V-Maximum in der Trockenzeit kann nördlich des Äquators Breitenparallel in etwa 10° N von Westen bis zum Hochland von Abessinien hin gezogen werden. Dort dürfte der Grenzsaum, am Hochland nach Süden ausbiegend, schließlich den Indischen Ozean im Raum der Somalihalbinsel erreichen. Südlich des Äquators wird der Grenzsaum etwa dem Breitenkreis 15° S entlang verlaufen. Für Madagaskar ist keine Aussage möglich.

Zwischen den Typen der V-Jahresgänge des Wüstenklimas, des sommertrockenen Klimas und der gemäßigt winterkalten Klimate sind die Übergänge fließender. Der Cs-Typ beherrscht eindeutig den Nordrand des Kontinents. Südlich der Breite, in der die Kanarischen Inseln liegen, geht er an der afrikanischen Küste wahrscheinlich in den V-Jahresgang des BW-Küstenwüsten-Typs mit kleinen Werten während des ganzen Jahres über. Der BW-Küstenwüsten-Typ wandelt sich kontinenteinwärts im Raum der Sahara in den BW-Zentralwüsten-Typ der Tropen mit sehr großen V und mit Winterminimum um. Gegen den Raum des Hochlandes von Abessinien erfährt der BW-Zentralwüsten-Typ eine Abwandlung zum Normaltyp der gemäßigten Breiten, gleichfalls mit Winterminimum. Die Küste des Roten Meeres gehört vermutlich wieder dem BW-Küstenwüsten-Typ an. In Süd- und Südafrika regiert überwiegend der Normaltyp der gemäßigten Breiten, jedoch in Küstennähe nur bis etwa 1 km Meereshöhe. An der westafrikanischen Küste findet ein Übergang zum BW-Küstenwüsten-Typ statt, der hier eher die Neigung zu Sommerminima besitzt und damit eine Verwandtschaft zu dem nicht recht zur Geltung kommenden Cs-Typ zeigt. Gegen das Innere von Südafrika herrscht dann wieder in der Wüstensteppe der V-Jahresgang mit großen Werten, der sich im Hochland in den Normaltyp der gemäßigten Breiten umwandelt.

Australien

Die in Tabelle XVI angeführten Stichproben Australiens liegen alle im Raum mit Cf-Klima, der nach J. Gentili (52) sich der Ostflanke des Kontinents entlang von den Australischen Alpen bis zum südlichen Wendekreis hinzieht. Nördlich davon schließt sich noch bis zu dem Übergang zum A-Klima ein schmaler Saum mit Cw-Klima an. Wie schon in Abschnitt 9 (Australien) besprochen, sinkt die mittlere Höhenlage der Südostpassat-Inversion im Raum Melbourne und Sydney im Sommer unter 1 km Meereshöhe ab und ist bis etwa 2 km deutlich nachweisbar. Es ist deshalb nicht verwunderlich, wenn diejenigen küstennahen Stichproben, die eine Höhenstufe bis 1 km Meereshöhe und darüber erfassen, im Sommerhalbjahr V-Minima besitzen. Im Raum des küstenferneren Stationspaares Wangaratta — Mt. Buffalo (Tabelle XVI) ist im Sommer die mittlere Höhenlage der Inversion schon so aufgehoben, daß sich das V-Maximum im Sommer durchsetzt. Tasmanien und Neuseeland liegen dagegen in allen Jahreszeiten im Raum mit überwiegender atmosphärischer Westströmung. Diese Tatsache kommt in den auch dort existierenden V-Maxima des Sommers zum Ausdruck.

Die Abgrenzung der einzelnen Typen der V-Jahresgänge kann in Australien fast nur hypothetisch nach den bisher gewonnenen Erfahrungen durchgeführt werden. Die Klimaabgrenzungen von G. Taylor (187) und von J. M. Angervo (4) weichen an zahlreichen Stellen des australischen Kontinents von den Klimagrenzen der neueren Karte von J. Gentili (52) ab. Jedoch überstreichen die Grenzsäume der verschiedenen V-Jahresgänge selbst so große Flächen, daß die Wahl der Klimakarte von untergeordneter Bedeutung bleibt. Als breiter Grenzsaum wirkt in Australien ein Gürtel mit BS-Klima, der sich nahezu ringförmig um das zentrale BW-Klima legt. Nur im Westen grenzt das BW-Klima unmittelbar an den Indischen Ozean. Auch im Süden trennt nur ein sehr schmaler Streifen mit BS-Klima das BW-Klima vom Meer. Die Jahrestemperatur liegt hier jedoch unter 18° C (BWk). Der Raum der Macdonnell-Kette im Zentrum weist wieder BS-Klima auf. Das A-Klima beherrscht die nördlichen Ausläufer des Kontinents.

Nach den Erfahrungen bezüglich der Verbreitung des A-Typs (vergl. Abschn. 7) reicht derselbe im allgemeinen nicht so weit polwärts wie das A-Klima selbst. Deshalb ist die Wahrscheinlichkeit gering, daß in Nordaustralien der A-Typ von V auftritt. Die Vf über Darwin (vergl. Tab. 7) bekräftigen diese Vermutung. Fast der gesamte Kontinent wird demnach in der untersten 1-km-Stufe von dem V-Jahresgang mit Winterminimum beherrscht, wenn von der schmalen Küstenzone mit Cs-Klima abgesehen wird (vergl. Abschn. 9, Australien).

Längs der Westküste Australiens könnte man in Versuchung geraten, im Bereich des BW-Klimas den BW-Küstenwüsten-Typ anzunehmen. G. Taylor (187), 76 weist aber darauf hin, daß dort die mittleren Temperaturen des Oberflächenwassers der nordwärts driftenden West-Austral-Strömung über dem Breitenkreis mittel der Oberflächenwasser zwischen 10° und 30° S liegen, im Gegensatz zu den entsprechenden Oberflächenwasser der amerikanischen und afrikanischen Westküsten, die eine negative Anomalie von etwa 5° C besitzen. Es läßt sich deshalb an der Westküste Australiens eine weniger prägnant ausgebildete Peppopause vermuten als an den entsprechenden Westküsten der anderen Kontinente auf der Südhemisphäre.

Antarktis

Die Mittelwerte der aerologischen Aufstiege über Little America (78° 34' S, 163° 56' W, 14 — 18 m) von den Expeditionen 1929/30 sowie 1934/35 und über Kap Evans (77° S, 166° W) nach (136) geben Aufschlüsse über Inversionshöhen dieses Raumes. Natürlich sind die Beobachtungszeiträume zu kurz, um klare mittlere Werte zu erhalten. Über Little America wurde im September (Spätwinter) vom Boden bis 700 m im Mittel ein Inversionsbetrag von rund 15° C festgestellt. Ab 700 m nahm dann die Temperatur mit zunehmender Höhe allmählich wieder ab. Im Januar (Sommer) reichte die Inversion im Mittel nur bis 500 m mit einem Inversionsbetrag von rund 3° C. Kap Evans zeigte teilweise andere Verhältnisse. Die mittlere Inversionshöhe war im August etwa dieselbe wie bei Little America, jedoch mit nur etwa 5° C Inversionsbetrag. Die Monate November / Dezember ergaben über Kap Evans vom Boden ab positive Vf.

Es ist natürlich ein Wagnis, aus diesen Stichproben allgemeingültige Folgerungen abzuleiten. Jedoch ist durch den Vergleich zwischen Little America und Kap Evans zu erkennen, daß über dem Inlandeis im ganzen Winter stark negative Vf und damit wohl auch V auftreten. Im Sommer nehmen die Vf Beträge an, die in dieser Jahreszeit vielleicht gerade noch positive V der untersten 1-km-Stufe erwarten lassen. In der Nähe des

offenen Meeres sind die Vf und die V im Sommer sicher positiv.

11. Schlußbetrachtung

Die Forderungen der Abschnitte 3 und 4 nach 1-km-Höhenstufen führten in verschiedenen Klimaten der Erde zu V-Jahresgängen, die vollkommen homolog zu den entsprechenden Vf verlaufen. Damit wird das Problem der V-Jahresgänge von 1-km-Stufen zugleich ein Grundsichtproblem. Im Ablauf des Jahres bestimmen die im statistischen Sinne mittleren Zustände der Grundsicht einschließlich Peplopause die V-Werte. Umgekehrt erlauben die V-Jahresgänge gewisse rück-schließende Folgerungen bezüglich der Vf im Ablauf eines Jahres. Es ist aber zu berücksichtigen, daß die von den Stationspaaren erfaßten Höhenstufen vorgegeben und daher uneinheitlich sind. Dadurch werden die Rückschlüsse von V auf die mittleren Verhältnisse der Grundsicht, sowie Höhenlagen und Intensitäten der Peplopause, nicht immer so durchsichtig und eindeutig wie mit Hilfe der Vf-Werte einheitlicher Höhenstufen. Auf jeden Fall aber rechtfertigt die deutliche Korrelation zwischen den mittleren Verhältnissen der Grundsicht und der Peplopause einerseits und V andererseits die praktische Anwendung der von K. Schneider-Carius (170) durchgeführten Systematik beim vorliegenden Problem. Es hat sich in den Abschnitten 5—10 gezeigt, daß die mittlere Höhenlage und Intensität der Peplopause von entscheidender Bedeutung für die V-Jahresgänge ist.

Die vorliegende Untersuchung stellt gewissermaßen einen Umweg zu dieser Erkenntnis dar. Der Umweg sind die Klimatypen der Köppenschen Definition. Dieser Weg ist aber für die räumliche Abgrenzung der verschiedenen Typen von V-Jahresgängen notwendig gewesen. Denn das zur Verfügung stehende aerologische Material ermöglicht in verschiedenen Klimagebieten der Erde nur vereinzelte Stichproben. Jene aerologischen Stichproben weisen aber nach, daß die Klimasymbole B, W, S, w, s, f, g, m, n, t, x, mit den mittleren Grundsichtverhältnissen einschließlich Peplopause in engem Zusammenhang stehen. Die Klimate der Köppenschen Klassifikation stellen sinnbildlich sozusagen eine zweidimensionale Projektion der dreidimensionalen mittleren Verhältnisse der unteren Troposphäre im Ablauf des Jahres dar. Nur mit Hilfe dieser Projektionen lassen sich zur Zeit die verschiedenen Typen von V-Jahresgängen näherungsweise abgrenzen. — Bei jeder Projektion auf nur eine Ebene können aber zu einem Projektionsbild unterschiedlich geformte Körper gehören. Entsprechend sind bei einem Klimatyp in gewissen Grenzen verschiedene mittlere Höhenlagen und Intensitäten der Peplopause möglich. Es ist daher verständlich, wenn der Rahmen der Klimate Köppens sich zuweilen als zu starr für die Abgrenzung der V-Jahresgang-Typen erweist. So haben wir z. B. erkennen müssen, daß die V-Maxima in den äquatorfernen Räumen des Aw-Klimas nicht mehr im Winter auftreten, und daß auch nicht alle Bereiche des Cs-Klimas das V-Minimum im Sommer besitzen, sofern die unterste 1-km-Stufe in Betracht gezogen wird. Mit zunehmender Erkenntnis des aerologischen Aufbaus der unteren Troposphäre über die gesamte Erdoberfläche im Ablauf des Jahres werden die V-Jahresgänge von dem starren Rahmen der Klimaklassifikation befreit werden können.

Aus diesem Zukunftsaspekt heraus ließe sich der Vorwurf erheben, die Typisierung der V-Jahresgänge stelle einen wenig rationellen Arbeitsprozeß dar, da doch zahlreiche Zugeständnisse hinsichtlich Abweichungen gemacht werden müssen. Dem Vorwurf ist entgegenzuhalten, daß nur zur besseren Übersicht eine Generalisierung und Schematisierung der verschiedenen Ty-

Tab. 13 Normen der V-Jahresgänge der untersten 1-km-Stufe über Flach- bzw. Talgrund

Norm des V-Jahresganges	Möglichkeit des charakteristischen Vorkommens	V - Maximum Jahreszeit	Größenordnung in Zentigrad/100 m	V - Minimum Jahreszeit	Größenordnung in Zentigrad/100 m
A-Typ	Af-, Am-Klima Aw-Klima (As-Klima)	Trockenperiode Winterhalbjahr Sommerhalbjahr	^ 50 ^ 50 ^ 50	Regenzeit Sommerhalbjahr Winterhalbjahr	^ 50 ^ 50 ^ 50 ¹⁾
BW-Küstenwüsten-Typ	Küstenwüsten im Raum der Tropen und Subtropen	vorwiegend Sommerhalbjahr	< 40	vorwiegend Winterhalbjahr	< 30
BW-Zentralwüsten-Typ der Tropen	heiße Inlandwüsten der Tropen und Subtropen	Sommerhalbjahr	^ 50	Winterhalbjahr	^ 50
Cs-Typ	sommertrockene Klimate der Subtropen u. gemäßigten Breiten	Winterhalbjahr	^ 50	Sommerhalbjahr	< 50 ^ 0
Normal-Typ der gemäßigten Breiten	winterkalte Klimate der gemäßigten Breiten	Sommerhalbjahr	^ 50	Winterhalbjahr	< 50 ^ 0
Kältepol-Typ	Räume um die Kältepole der Nordhemisphäre (Sibirien, Nordamerika)	Sommerhalbjahr	^ 50	Winterhalbjahr	< 0
Polarkappen-Typ	F-Klimate ausgedehnter Eismassen der Polargebiete	Sommerhalbjahr	^ 0	Winterhalbjahr	< 0

¹⁾ Angabe nicht gesichert, da zu wenig Stichproben vorliegen.

pen von V-Jahresgängen wünschenswert ist, wobei die in einem Schema generalisierten Typen lediglich Normen darstellen. Diese Normen besitzen in Wirklichkeit im Raum zahlreiche abgewandelte Varianten. Hauptsächlich kommen die Varianten durch etwas abweichende mittlere Verhältnisse der unteren Troposphäre und durch den mehr oder weniger beschleunigten geographischen Wandel der V-Jahresgang-Typen zustande.

Die Tabelle 13 gibt eine Zusammenfassung der Normen der V-Jahresgänge für die unterste 1-km-Höhenstufe über Flachgrund bzw. Talgrund. Eine Abweichung von der Norm des BW-Küstenwüsten-Typ ist in Südafrika die Variante mit V-Minimum im Sommerhalbjahr. Der Cs-Typ besitzt die Variante mit V-Maximum im Frühjahr und Herbst und mit V-Minimum im Sommer sowie Sekundärminimum im Winter. Letztere Variante kann auch als Übergang zum Normaltyp der gemäßigten Breiten gedeutet werden. — Auch vom Normaltyp der gemäßigten Breiten gibt es die verschiedensten Abweichungen. So besitzt der Vf-Jahresgang im Raum der Shetlandinseln ein schwaches Minimum im Sommer, und über Japan hat V in derselben Jahreszeit ein sekundäres Minimum. — Die zahlreichen Varianten zeigen deutlich, daß es wenig sinnvoll und nutzbringend wäre, alle die in den Tabellen I—XVI angeführten V-Jahresgänge bestimmten Normen zuzuordnen. Wenn die Normen in Tabelle 13 überhaupt aufgestellt und schematisiert werden, so geschieht dies, wie schon be-

tont wurde, nur zum Zweck der zusammenfassenden Orientierung.

Das Interesse des Geographen wird sich nicht so sehr der Normenklassifikation der V-Jahresgänge zuwenden, sondern mehr dem horizontalen und vertikalen Wandel dieser Erscheinung. Der horizontale Wandel von den V-Jahresgängen der untersten 1-km-Stufe ist im folgenden zusammengefaßt. Er deckt sich nach den Ergebnissen der vorliegenden Stichproben grob mit demjenigen der Klimagebiete (vergl. Abb. 4).

Im planetarischen Wandel geht der äquatoriale A-Typ mit V-Maximum während der Trockenperiode polwärts in den A-Typ mit Wintermaximum über, weil sich dort die Trockenzeit mit zunehmender Breite auf den Winter konzentriert. Der A-Typ erfährt weiter polwärts einen Wandel zum BW-Typ oder zum Normaltyp der gemäßigten Breiten mit Winterminimum. An den Westflanken der Kontinente schieben sich besonders deutlich auf der Nordhemisphäre Räume mit dem Cs-Typ ein, bei dem das V-Hauptminimum vorwiegend im Sommer auftritt. — Gegen die Polargebiete zu wird V im Winter immer kleiner und erhält schließlich die Tendenz zu negativen Werten.

In den gemäßigten Breiten ergibt sich ein peripherzentraler Wandel dadurch, daß infolge zunehmender Kontinentalität die winterlichen V-Werte von der Peripherie der Festländer zum Zentrum hin geringer, auf der Nordhemisphäre im weiteren Raum um die Kälte-

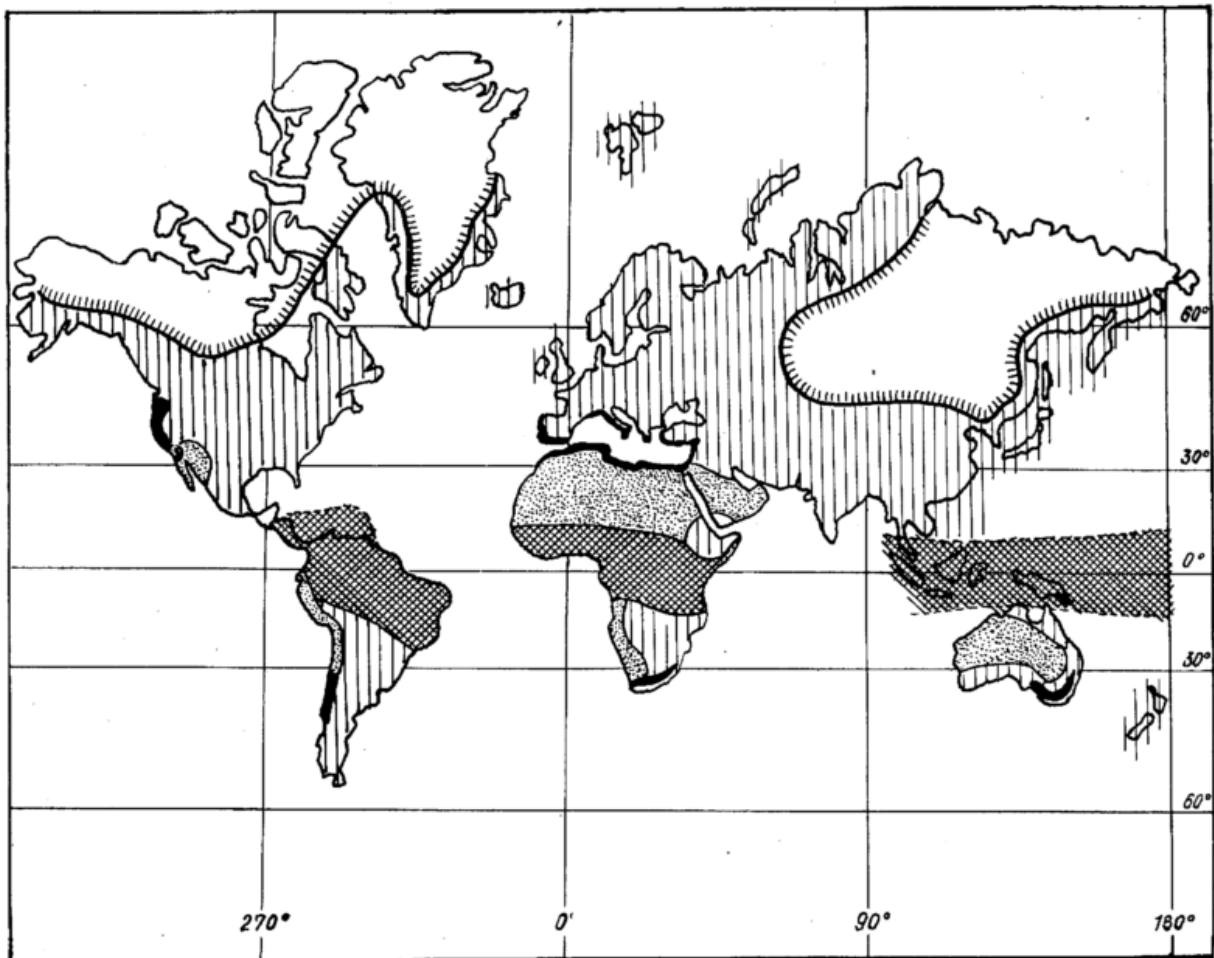







Abb. 4

V-Jahresgang-Typen der untersten 1 km-Stufe über Flach- bzw. Talgrund auf der Erde

-  A-Typ
-  BW-Typ
-  Cs-Typ
-  Normal-Typ der gemäßigten Breiten
-  Raum, der im Winter mindestens 1 Monat mit negativem V besitzt

pole sogar negativ werden. Diesem peripher-zentralen Wandel überlagert sich auf der Nordhemisphäre deutlich ein westöstlicher Wandel, der die Zentren mit den kleinsten winterlichen V-Werten gegen den Ostrand der Kontinente verschiebt. Die Ursache des westöstlichen Wandels der gemäßigten Breiten ist in der vorwiegend in dieser Richtung herrschenden Grundströmung der Atmosphäre zu suchen, die die nicht stabil geschichteten Zyklogen mit westlicher Richtungskomponente weit in die Kontinente hineinsteuert.

Der peripher-zentrale Wandel der Kontinentalität setzt sich auch bei dem BW-Typ durch, dessen kleine V-Werte der Westküsten gegen das Zentrum der Kontinente hin besonders im Sommer zu beachtlichen Größen ansteigen können. Ein sich überlagernder westöstlicher Wandel läßt die V-Werte an den Ostflanken der Kontinente gegenüber denjenigen an den Westflanken größer werden. Diese Gegensätzlichkeit hat ihre Ursache in den verschiedenen warmen Meeresströmungen an beiden Flanken der Festlandmassen.

In den Subtropen und gemäßigten Breiten kann der Übergang vom Cs-Typ zum Normaltyp in westöstlicher Richtung als entsprechende Kategorie des Wandels betrachtet werden. Wie schon in Abschnitt 9 besprochen, stellt der westöstliche Wandel auf den drei südeuropäischen Halbinseln jeweils eine Anfangsphase des großräumigen West-Ost-Wandels dar. Ein kleiner peripher-zentraler Wandel läßt sich mit einer hinreichenden Stichprobenanzahl auf der Iberischen Halbinsel nachweisen. Auch dieser Wandel verläuft konform mit demjenigen der Kontinentalität.

Daß auch ein regelhafter Höhenwandel der V-Jahresgänge selbst existiert, ist besonders bei den Stichproben der Anden und mit Hilfe der aerologischen Aufstiege zahlreicher Stationen zu erkennen. Deutlich kommt der Höhenwandel beim A-, BW-Küstenwüsten- und Cs-Typ zum Ausdruck, wo in übergeordneten Höhenstufen die Vf- und V-Jahresgänge invers zu denjenigen der darunterliegenden Höhenstufen werden. Bedingt ist der vertikale Wandel in erster Linie durch die unterschiedlichen mittleren Höhenlagen und Intensitäten der Peplopause im Ablauf des Jahres. Dynamische Absinkprozesse und Ausstrahlungen oberhalb der Inversionen tragen dazu bei.

Zum Schluß ist nochmals darauf hinzuweisen, daß die kartographische Abgrenzung der verschiedenen V-Jahresgänge der untersten 1-km-Stufe über Flachgrund bzw. Talgrund in manchen Räumen der Erde hypothetischen Charakter besitzt. Diese Tatsache ist bedingt durch die geringe Stichprobenzahl in den betreffenden Gebieten. Sicherlich wird die Zukunft Ergänzungen und Korrekturen bringen, die genauere Grenzsaumziehungen und Phasenbetrachtungen des geographischen Wandels der V-Jahresgänge erlauben. Die vorliegenden Untersuchungen sollen in diesem Sinne ein anregender Beitrag zur dreidimensionalen Klimatologie sein.

Ihre Ergebnisse erheben die Forderung, künftig die Reduktionen der Mitteltemperaturen auf den Meeresspiegel (oder auf ein anderes einheitliches Niveau) nicht mehr rein schematisch mit $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ vorzunehmen, sondern Reduktionsfaktoren regional und jahreszeitlich differenziert anzuwenden. Solche regional und jahreszeitlich differenziert durchgeführten Reduktionen eröffnen die Möglichkeit, verschiedene Räume, deren Stationen unterschiedliche Höhenlagen besitzen, für Untersuchungen des Wärmehaushalts bzw. der Kontinentalität sinnvoll vergleichbar zu machen. Für Genauigkeitsbetrachtungen solcher Untersuchungen ist natürlich stets zu berücksichtigen, daß die in den Tabellen angeführten V-Werte linearen Charakter bezüglich der zugelegten Höhenstufen besitzen, sowie räumliche und zeitliche Stichproben darstellen.

Literatur

- (1) Alt, E.: Die mittlere Abweichung der Temperaturmonatsmittel in Mittel- und Südeuropa. Gerlands Beitr. Geophys. **32**, 141 (1931)
- (2) Alt, E.: Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. Handbuch der Klimatologie von W. Köppen und R. Geiger, Bd. III, Teil M. Berlin 1932.
- (3) Ananthakrishnan, R.: On the thermal structure of the atmosphere over Agra. Mem. India Meteor. Dep. **27**, Pt. IV (1948)
- (4) Angervo, J. M.: Eine neue Klimakarte der Erde nach der Köppenschen Klassifikation. Mitt. Meteor. Zentr.-Anst. Helsinki **23**, 1—15 (1944)
- (5) Angström, A.: Lufttemperatur och temperaturanomalier i Sverige 1901—1930. Medd. Meteor.-Hydrograf. Anst. **7**, No. 2. (1938)
- (6) Anonym: Monats- und Jahreszeitenmittel russischer Flugzeugaufstiege. Bad Kissingen 1949. (4 Tabellen in Original-Maschinenschrift.)
- (7) Ashbell, D.: Die Temperaturabnahme zwischen dem Toten Meer und Jerusalem. Meteor. Z. **51**, 225—228 (1934)
- (8) Bäckman, A.: L'influence de l'altitude et de la position géographique sur la température de l'air dans la région sud-ouest de la Suède. Geogr. Ann. **9**, 133—141 (1927)
- (9) Bayern, Deutsches Meteorologisches Jahrbuch 1901—1930.
- (10) Beelitz, P.: Die Haupttypen des jährlichen Ganges der Niederschläge in Europa. Diss. Univ. Berlin 1932.
- (11) Béll, B.: Mittlere Werte der Temperatur in der freien Atmosphäre über Budapest. Kleinere Veröff. Königl. Ungar. Reichsanst. Meteor. Erdmagn. Nr. 10 (1941)
- (12) Bidault, G. et Derbach, J.: Physique du Globe et Météorologie du Maroc. Etat de nos connaissances au 1947. Volume Jubilaire de la Société des Sciences Naturelles du Maroc 1920—1945. Rabat, Paris 1948.
- (13) Birkeland, B. J.: Mittel und Extreme der Lufttemperatur. Geofys. Publ. **14**, No. 1 (1936)
- (14) Birkeland, B. J. u. Föyn, N. J.: Klima von Nordwesteuropa und den Inseln von Island bis Franz-Josef-Land. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. III, Teil L. Berlin 1932.
- (15) Björkdal, E.: Moyennes de la température et de l'humidité en Norvège du Sud selon les sondages par avion à Kjeller en 1928—1937. Geofys. Publ. **14**, No. 3 (1939)
- (16) Boss, G.: Klimastudie über Angola. Meteor. Rdsch. **7**, 10—13 (1954)
- (17) Braak, C.: Klimakunde von Hinterindien u. Insulinde. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. IV, Teil R. Berlin 1931.
- (18) British East African Meteorological Service: Mean and extrem values of certain meteorological elements for selected stations in East Africa. Nairobi 1947.
- (19) Bruzon, E. et Carton, P. et Romer, A.: Le climat de l'Indochine. Haut Commissariat de France en Indochine, Service Météorologique 1950.
- (20) Buchan, A. and Omond, R. T.: The Meteorology of the Ben Nevis Observatories. Trans. Roy. Soc. Edinburgh **44**, Pt. IV, 698—700 (1910)
- (21) Canada, Department of Transport, Meteorological Division: Summaries of radiosonde observations in Southern Canada, stations south of latitude 55°N , June 1941 — December 1949.

- (22) Canada, Department of Transport, Meteorological Division: Climatic summaries for selected meteorological stations in the Dominion of Canada. Volume I.
- (23) Cannegieter, H. G., u. Bleeker, W.: Bemerkungen über die Bestimmung von Mittelwerten aerologischer Beobachtungen. Beitr. Phys. fr. Atm. **24**, 115—116 (1937)
- (24) Cannegieter, H. G., u. Bleeker, W.: Mittlere Temperatur- und Feuchtigkeitswerte über Holland u. Reykjavik. Beitr. Phys. fr. Atm. **24**, 117-121 (1937)
- (25) Central Meteorological Observatory Tôkyô: Monthly report of the Central Meteorological Observatory of Japan 1935.
- (26) Chiplonkar, M. W.: Further statistical studies of temperature and pressure in the upper atmosphere over India. Beitr. Phys. fr. Atm. **23**, 238 bis 247 (1936)
- (27) Clayton, H. H.: World Weather Records, Volume 79. Washington 1927; Volume 90. Washington 1934.
- (28) Conrad, V.: Die terrestrischen Einflüsse auf die Werte der klimatologischen Elemente. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. I, Teil B. Berlin 1936.
- (29) Dammann, W.: Klimaschwankungen und Wetterlagen in Mitteleuropa 1881—1930. Meteor. Rdsch. **1**, 411 (1947/48)
- (30) Eide, O.: On the temperature difference between mountain peak and free atmosphere at the same level.
I. Fanaraken-Kjeller, Bergens Museums Årsbok 1942, naturvit. rekke, No. 2, 1—26.
II. Gaustatoppen-Kjeller, Meteor. Ann. **2/3**, 183 bis 206 (1945)
- (31) Ekhart, E.: Mittlere Temperaturverhältnisse der Alpen und der freien Atmosphäre über dem Alpenland.
I. Teil. Meteor. Z. **56**, 12—26 (1939)
II. Teil. Meteor. Z. **56**, 49—57 (1939)
- (32) Ekhart, E.: Das Temperaturfeld der Alpen und seine Jahresperiode. Geogr. Ann. **32**, 1 (1950)
- (33) v. Elsner, G.: Die Temperaturabnahme mit der Höhe in den deutschen Gebirgen. Tätigk.-Ber. Preuß. Meteor. Inst. 1917—1919, 132—140.
- (34) Emon, J.: L'inversion de l'alizé dans l'Océan Indien Sud-Ouest. Météorologie **25**, 73 (1949)
- (35) Eredia, F.: Distribuzione della temperatura dell'aria in Italia nel decennio 1926—1935. Publ. Serv. Idrograf. Ministero del Lavori Pubblici No 21 (1942)
und: Le precipitazioni atmosferiche in Italia nel decennio 1921—30. Publ. Serv. Idrograf. Ministero del Lavori Pubblici No 16 (1934)
- (36) Fantoli, A.: Clima e piogge dell'Africa Italiana. (Sonderdruck)
- (37) v. Ficker, H.: Ergebnisse meteorologischer Beobachtungen in Husseinabad. Meteor. Z. **38**, 257 bis 262 (1921)
- (38) v. Ficker, H.: Die meteorologischen Verhältnisse der Insel Teneriffa. Abh. Preuß. Akad. Wiss. phys.-mathem. Kl. 1930, Nr. 1.
- (39) v. Ficker, H.: Die Passatinversion. Veröff. Meteor. Inst. Univ. Berlin **1**, H. 4 (1936)
- (40) v. Ficker, H.: Meteorologische Ergebnisse der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener. Meteor. Z. **57**, 185—191 (1940)
- (41) Flohn, H.: Kontinentalität u. Ozeanität in der freien Atmosphäre. Meteor. Z. **60**, 325—331 (1943)
- (42) Flohn, H.: Zum Klima der freien Atmosphäre über Sibirien. I. Temperatur und Luftdruck in der Troposphäre über Jakutsk. Meteor. Z. **61**, 50 bis 57 (1944)
- (43) Flohn, H.: Zum Klima der Kältepole der Erde. Meteor. Rdsch. **1**, 25—26 (1947/48)
- (44) Flohn, H.: Zum Klima der freien Atmosphäre über Sibirien. II. Meteor. Rdsch. **1**, 75-79 (1947/48)
- (45) Flohn, H.: Zum Klima der Hochgebirge Zentralasiens. Meteor. Rdsch. **1**, 95—97 (1947/48)
- (46) Flohn, H.: Zur Kenntnis des Klimas der freien Atmosphäre über Sizilien. Geofis. pura e appl. **15**, 195—205 (1949)
- (47) Flohn, H.: Studien zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. Ber. Dt. Wetterd. US Zone Nr. 18 (1950)
I. Über den Mechanismus der allgemeinen Zirkulation, S. 5—20.
II. Ablauf u. Struktur des ostasiatischen Sommermonsuns, S. 21—33.
III. Tropische u. außertropische Monsunzirkulation, S. 34—52.
- (48) Flohn, H.: Hochgebirge u. allgemeine Zirkulation. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 31, 17—31 (1951)
- (49) Flohn, H.: Zur Aerologie der Polargebiete. Meteor. Rdsch. **5**, 81—87 u. 121—128 (1952)
- (50) Flohn, H.: Hochgebirge und allgemeine Zirkulation. II. Die Gebirge als Wärmequellen. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. A **5**, 265—279 (1953)
- (51) Freymann, R.: Das Klima von Portugal auf Grund der Wetterbeobachtungen 1903—22. Diss. Gießen 1935.
- (52) Gentili, J.: Rainfall and climate in Western-Australia and the rainfall-wheat relationship. Nedlands, W. A. 1946.
- (53) Gentili, J.: Brief v. 8. 10. 1954, Nedlands W. A., Australien.
- (54) Georgii, W.: Beitrag zur Aerologie Argentinens. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 27 (1951)
- (55) Georgii, W.: Beitrag zur Aerologie von Mendoza. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 36 (1952)
- (56) Gherzi, Fr. E.: The Meteorology of China. Vol. I and II. Macau 1951.
- (57) Gutermann, J. G.: Temperaturverhältnisse nach der Vertikalen über dem Franz-Josephs-Lande. Meteor. i Hidrol. No. 6 (1938)
- (58) v. Hann, J.: Die Wärmeabnahme mit der Höhe auf der Erdoberfläche und ihre jährliche Periode. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Jan. 1870.
- (59) v. Hann, J.: Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer I. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien **90** (1884)
- (60) v. Hann, J.: Die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Serra da Estrela. Meteor. Z. **25**, 132—134 (1908)
- (61) v. Hann, J.: Handbuch der Klimatologie Bd. 1. Stuttgart 1908.
- (62) v. Hann, J.: Handbuch der Klimatologie Bd. 2. Stuttgart 1910.
- (63) v. Hann, J.: Handbuch der Klimatologie Bd. 3. Stuttgart 1911.
- (64) v. Hann, J.: Zum Klima der Australischen Alpen. Meteor. Z. **3**, 29—33 (1916)
- (65) v. Hann, J.: Beiträge zur Kenntnis der jährlichen u. täglichen Ganges der Temperaturabnahme mit der Höhe im Gebirge. Meteor. Z. **33**, 492—503 (1916)

- (66) v. Hann, J. — Knoch, K.: Handbuch der Klimatologie. I. Bd. Stuttgart 1932.
- (67) Happach, V.: Ausgleichsrechnung. Leipzig 1950.
- (68) Haude, W.: Ergebnisse der allgemeinen meteorologischen Beobachtungen und der Drachenaufstiege an den beiden Standlagern bei Ikengung und am Edsen-Gol 1931/32. The Sino-Swedish Expedition Publ. 8. IX. Meteorology 1, Stockholm 1940.
- (69) Hauer, H.: Klima u. Wetter der Zugspitze, 50 Jahre meteorologische Beobachtungen des Observ. Zugspitze. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr.16 (1950)
- (70) Headquarters army airforces U. S. A.: Weather and climate of China. Publ. Weather Div. Rep. No. 890 (1945)
- (71) Henry, A. J.: Vertikale Temperaturgradienten zwischen Mount Weather und den Talstationen. Meteor. Z. 31, 92 (1914)
- (72) Henry, T. J. G. and Armstrong, G. R.: Aerological Data for Northern Canada. Toronto 1949.
- (73) Holzapfel, R.: Über die Temperatur im deutschen Mittelgebirge. Meteor. Rdsch. 2, 33—44 (1949)
- (74) Holzapfel, R.: Der mittlere Zustand der freien Atmosphäre über Berlin und München. Mitt. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 8 (1951)
- (75) Hu, Huan-yong: Some remarks on the climate of Omeishan. J. Meteor. 3, 50—52 (1946)
- (76) Hüttig, R.: Über Talnebelbildung im Grazer Bergland. Jber. Sonnblick-Ver. 43, 50 (1935)
- (77) Ireland, A. W.: The climate of the Sudan. S.-A.: Agriculture in the Sudan. 1949, 62—63.
- (78) Jagannathan, P.: Regression of climate elements on latitude, longitude and elevation in India. Pt. I: Mean temperature. Sci. Notes, Delhi 10, No. 121 (1946)
- (79) Johansen, H.: Mean upper air data obtained from soundings at Tromsø during the years 1941—44. Geofis. Publ. 17, No. 4 (1949)
- (80) Johannsson, O. V.: Die Temperaturänderung mit der Höhe an der Erdoberfläche in Skandinavien. Geogr. Ann. 9, 109—132 (1927)
- (81) Kerner, G.: Brief v. 30. 9. 1954. Seewetteramt Hamburg.
- (82) Kidson, E.: The climate of New Zealand. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. IV, Teil S. Berlin 1932.
- (83) Klein, R.: Klimatographie der Steiermark. Klimatographie von Österreich III. Wien 1909.
- (84) Knoch, K.: Zur Methodik klimatologischer Forschung. Veröff. Preuß. Meteor. Inst. Nr. 327, 49—59 (1925)
- (85) Knoch, K.: Klimakunde von Südamerika. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. II, Teil G. Berlin 1930.
- (86) Knoch, K.: Die „Normalperiode“ 1901—30 und ihr Verhältnis zu längeren Perioden. Meteor. Rdsch. 1, 10—23 (1947/48)
- (87) Köppen, W.: Referat über: W. Wiese, Klima Jakuții. Meteor. Z 45, 115—116 (1928)
- (88) Köppen, W.: Grundriß der Klimakunde. Berlin u. Leipzig 1931.
- (89) Köppen, W.: Klimakunde von Rußland in Europa und Asien. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. III, Teil N2 (Tabellen). Berlin 1939.
- (90) Kratzer, A.: Das Stadtklima. Braunschweig 1937.
- (91) Kunow, P.: Das Klima der Landschaft Valencia u. der Balearen auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1908 bis 1927 u. anderer Quellen. Diss. Stuttgart 1950.
- (92) Lauscher, F.: Vom Klima der Packeiszone. Referat über Forschungsergebnisse der Norwegischen Nordpolexpedition mit der „Maud“, 1918—25, erstattet nach den Veröff. von H. U. Sverdrup. Meteor. Z. 51, 401—408 (1934)
- (93) Lautensach, H.: Portugal. Petermanns Geogr. Mitt. Erg.-H. Nr. 213 (1932)
- (94) Lautensach, H.: Klimakunde als Zweig länderkundlicher Forschung. Geogr. Z. 46, 393—408 (1940)
- (95) Lautensach, H.: Korea. Leipzig 1945.
- (96) Lautensach, H.: Madeira. Erdkunde 3, 212—229 (1949)
- (97) Lautensach, H.: Der geographische Formenwandel. Coll. Geogr. 3. Bonn 1952.
- (98) Lautensach, H.: Die Isanomalenkarte der Jahresschwankung der Lufttemperatur. Petermanns Geogr. Mitt. 96, 145—155 (1952) u. 97, 274—276 (1953)
- (99) Livathinos, A. N.: Über die Anordnung der Isothermen in Griechenland und den Einfluß der Höhe auf dieselben. Practica Acad. d'Athènes 7, 258 (1932)
- (100) Loewe, F.: Discussion of eight years of aerological observations obtained by means of aeroplanes near Melbourne. Bureau of Meteorology. Melbourne. Bull. No. 27 (1940)
- (101) Loewe, F.: Discussion of seven years of aerological observations obtained by means of aeroplanes near Sydney. Commonwealth Meteorological Bureau, Bull. No. 33 (1945)
- (102) Loewe, F., and Radok, U.: A meridional aerological cross section in the Southwest Pacific. J. Meteor. 7, 58—65 (1950)
- (103) Loewe, F.: Brief v. 27. 9. 1954. Melbourne, Australien.
- (104) Maisel, C.: Der Einfluß der kontinentalen Lage auf die Jahresschwankung der Monatsmittel der Lufttemperatur im Deutschen Reich. Heimatkundl. Arb. Geogr. Inst. Univ. Erlangen 5 (1931)
- (105) Maurer, H.: Das Klima von Togo. Mitt. Dt. Schutzgeb. 20, 115—122 (1907)
- (106) Maurer, J.: Die Wärmeabnahme mit der Höhe in der Schweiz. Meteor. Z. 25, 241—246 (1908)
- (107) Maurer, J., u. Billwiller, R., u. Heß, C.: Das Klima der Schweiz. Bd. I, Frauenfeld 1910.
- (108) Meteorological Office London: Upper air data for stations maintained by the Meteorological Office. Pt. 1: Larkhill. London 1952.
- (109) Meteorological Office London: Upper air data for stations maintained by the Meteorological Office. Pt. 2: Lerwick. London 1952.
- (110) Meteorological Office London: Upper air data for stations maintained by the Meteorological Office. Pt. 3: Habbaniya. London 1953.
- (111) Meteorological Office London: Upper air data for stations maintained by the Meteorological Office. Pt. 4: Malta. London 1953.
- (112) Meteorological Office London: Upper air data for stations maintained by the Meteorological Office. Pt. 5: Aden. London 1954.
- (113) Meteorologisches Taschenbuch IV, hrsggn. v. F. Linke. Leipzig 1939.
- (114) Ministero dell'Aeronautica, Roma: Notizie meteorologiche sull'Africa Orientale italiana. Ufficio Rotte Aeree, 1941.
- (115) Ministero dell'Aeronautica, Roma: Notizie meteorologiche sull'Africa Nord Occidentale. Ufficio Rotte Aeree, 1941.

- (116) Ministero dell'Aeronautica, Roma: Notizie meteorologiche sulla Grecia e sull'Albania. Ufficio Rotte Aeree, 1941.
- (117) Ministero dell'Aeronautica, Roma: Notizie meteorologiche sulla Libia. Ufficio Rotte Aeree, 1941. (Maschinenschrift)
- (118) Ministero dell'Aeronautica, Roma: Notizie meteorologiche sul Medio Oriente. Ufficio Rotte Aeree, 1941.
- (119) Ministry of public works, Egypt. Physical Department: Climatological normals for Egypt and the Sudan, Cyprus and Palestine. Cairo 1938.
- (120) Mohn, H.: Klima-Tabeller for Norge, Bd. 1. Videnskabselskabet's Skrifter. I. Mathem.-naturv. Kl. 1895 No. 10.
- (121) Müller, K.: Das Klima Neukastiliens auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1906—25. Diss. Gießen 1933.
- (122) Neumann, H.: Das Klima des immertrockenen Südostens von Spanien auf Grund der Wetterbeobachtungen 1906—1925. Diss. Greifswald 1943. (Unveröffentlicht.)
- (123) New Zealand Air Department: Meteorological observations for 1946—1950. Prepared in the Meteorological Office Wellington, 5. Bd.
- (124) Nigeria, B. W. A. Meteorological Service: Monthly weather report 1949—1951.
- (125) Nojima, H.: Differences of temperature, humidities and vapor tensions between on the top of Mt. Tsukuba and in the free air above Tateno. J. Aerol. Obs. Tateno 5, 49—64 (1951)
- (126) Observatorio do Infante D. Luiz: O clima de Portugal, Fasciculo I, valores medios dos elementos climaticos no periodo 1901—30. Lisboa 1942.
- (127) Office National Météorologique, Paris: Etude climatologique de la région Lorraine, Vosges et vallée du Rhin. Paris 1940. (Maschinenschrift)
- (128) Office National Météorologique, Paris: Etude climatologique de l'Auvergne et du Massif Central. Paris 1942. (Maschinenschrift)
- (129) Office National Météorologique, Paris: Etude climatologique du Bas-Languedoc et du Roussillon. Paris 1942. (Maschinenschrift)
- (130) Office National Météorologique, Paris: Etude climatologique du Haut-Languedoc et des Cevennes. Paris 1942. (Maschinenschrift)
- (131) Office National Météorologique, Paris: Etude climatologique de la Gascogne et du Béarn. Paris 1942. (Maschinenschrift)
- (132) Office National Météorologique, Paris: Etude climatologique de la Provence. Paris 1943 (Maschinenschrift)
- (133) Office National Météorologique, Paris: Etude climatologique de la Corse et de l'Afrique du Nord. Paris 1943. (Maschinenschrift)
- (134) Ourcival, M.: Marche annuelle de la température dans l'atmosphère libre en France et en Afrique du Nord. Météorologie 22, 229—236 (1946)
- (135) Pawlow, A. P.: Temperaturinversionen in den Chibin-Bergen. Übersetzung aus: Meteor. i Hidrol. No. 8 (1938)
- (136) Penndorf, R.: Aerologische Studien, I. Die mittleren Temperaturverhältnisse der freien Atmosphäre am Rande des antarktischen Kontinents. Meteor. Z. 60, 201—204 (1943)
- (137) Penndorf, R.: Aerologische Studien, II. Die mittleren Temperaturverhältnisse in der Sahara. Meteor. Z. 60, 351—353 (1943)
- (138) Penndorf, R.: Aerologische Studien, III. Mittlere vertikale Temperaturverteilung in der unteren Troposphäre. Meteor. Z. 60, 391—393 (1943)
- (139) Penndorf, E. u. R.: Aerologische Studien, V. Die mittleren Verhältnisse der freien Atmosphäre im westatlantischen Passatgebiet (Jungfern-Inseln). Meteor. Z. 61, 97—102 (1944)
- (140) Penndorf, E. u. R.: Aerologische Studien, VI. Die mittleren Verhältnisse der freien Atmosphäre über dem Panama-Kanal (Coco Solo). Meteor. Z. 61, 102—107 (1944)
- (141) Peppler, W.: Zur Frage des Temperaturunterschiedes zwischen den Berggipfeln und der freien Atmosphäre. Beitr. Phys. fr. Atm. 17, 247—263 (1931)
- (142) Peppler, W.: Temperaturunterschied zwischen der freien Atmosphäre und dem Davoser Hochtale. Beitr. Phys. fr. Atm. 18, 180—189 (1932)
- (143) Petrovic, S.: L'inversion thermique sous les Hauts Tatras. Meteor. Zpr. 6, 123—129 (1953)
- (144) Philippson, A.: Griechenlands zwei Seiten. Erdkunde 1, 144—162 (1947)
- (145) Philippson, A.: Das Klima Griechenlands. Bonn 1948.
- (146) Preußen, Deutsches Meteorologisches Jahrbuch 1901—1930.
- (147) Provincia de Angola, Serviço Meteorológico. Elementos meteorológicos e climatológicos. Angola 1948—1952.
- (148) Rathjens, C., sen.: Brief vom 29. 9. 1954 über Dr. G. Kerner. Seewetteramt Hamburg.
- (149) Rauh, W.: Vegetationsstudien im Hohen Atlas und dessen Vorland. Sitz.-Ber. Heidelberg Abh. Wiss. math.-naturw. Kl. 1952.
- (150) Reichel, E.: Temperaturkarten der Türkei. Ann. Hydrogr. 66, 213—220 (1938)
- (151) Reichsamt für Wetterdienst: Klimakunde des Deutschen Reiches Bd. II (Tabellen). Berlin 1939.
- (152) Reichsamt für Wetterdienst: Zur Flugklimatologie von Afrika. Forsch.- u. Erf.-Ber. RWD Nr. 4 (1941)
- (153) Rethly, A.: Beiträge zum Klima des Kékes. Kleinere Veröff. Königl. Ungar. Reichsanst. Meteor. Erdmagnet. Nr. 4 (1938)
- (154) Robertson, C. L. and Sellick, N. P.: The climate of Rhodesia, Nyassaland and Moçambique Colony. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. V, Teil X. Berlin 1933.
- (155) Rossi, V.: Über Temperatur- u. Feuchtigkeitsverhältnisse der freien Atmosphäre nach aerologischen Flugzeugaufstiegen in Finnland. Mitt. Meteor. Zentr.-Anst. Helsinki 25 (1945)
- (156) Rubinstein, E.: Die Differenz der mittleren Monatstemperaturen zweier benachbarter Stationen als meteorologische Konstante. Meteor. Z. 39, 348—353 (1922)
- (157) Rubinstein, E.: Klima der USSR. Teil 1, Lieferung 1: Monatsmittel der Lufttemperatur im europäischen Teil der USSR. Leningrad 1926.
- (158) Sapper, K.: Klimakunde von Mittelamerika. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. II, Teil H. Berlin 1932.
- (159) Sawada, R.: Temperature difference between mountain top and free air. Geophys. Mag. Tokyo 21, 190 (1950)
- (160) Schell, I.: Free-air-temperatures from observation on mountain peaks with application to Mt. Washington. Trans. Amer. Geophys. Un. 16, 126—141 (1935)

- (161) Schick, M.: Die geographische Verbreitung des Monsuns. *Nova Acta Leopoldina* 16, Nr. 112, 131—257 (1953)
- (162) Schinze, G.: Troposphärische Luftmassen und vertikaler Temperaturgradient. *Beitr. Phys. fr. Atm.* 19, 79—90 (1932)
- (163) Schmauß, A.: Zur Klimaverwerfung um die Jahrhundertwende. *Beitr. Phys. fr. Atm.* 19, 37—46 (1932)
- (164) Schmidt, W.: Die tiefsten Minimumtemperaturen in Mitteleuropa. *Naturwiss.* 18, 367 (1930)
- (165) Schmitt, R.: Das Klima von Altkastilien und Aragonien auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1906—1925. *Diss. Gießen* 1935.
- (166) Schneider-Carius, K.: Die Etesien. *Meteor. Rdsch.* 1, 464—470 (1947/48)
- (167) Schneider-Carius, K.: Betrachtungen zur Aerologie des Indischen Monsuns. *Geofis. pura e appl.* 12, 189—202 (1948)
- (168) Schneider-Carius, K.: Die Schichtung der Troposphäre über dem tropischen Ostafrika. *Geofis. pura e appl.* 12, 254—260 (1948)
- (169) Schneider-Carius, K.: Der aerologische Aufbau des ostasiatischen Monsuns. *Geofis. pura e appl.* 14, 95—107 (1949)
- (170) Schneider-Carius, K.: Die Grundschicht der Troposphäre. *Leipzig* 1953.
- (171) Schneider-Carius, K. u. Huttary, J.: Der Jahresgang der Temperatur über Europa in der „Normalperiode“. *Meteor. Rdsch.* 2, 77—83 (1949)
- (172) Schostakowitsch, W. B.: Die Bedeutung des Windes für das Klima Ostsibiriens. *Meteor. Z.* 44, 101—105 (1927)
- (173) Schott, G.: Klimakunde der Südsee-Inseln. *Handbuch der Klimatologie von W. Köppen und R. Geiger, Bd. IV, Teil T. Berlin* 1938.
- (174) Schumann, T. E. W. and le Roux, J. J.: On the determination of sea — level isotherms with special reference to South Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 66, 411—418 (1940).
- (175) Skreb, S.: *Klima Hrvatske. Zagreb* 1942.
- (176) Southern Rhodesia, Department of Meteorological Services: Climatological tables for the period July, 1931 to June, 1951. *Climate handbook, supplement No. 1.*
- (177) State of Israel, Meteorological Service: Climatological normals, pt. 1. *Meteor. Notes, Jerusalem* No 3 (1952)
- (178) Steinhäuser, F.: Über Zusammenhänge in der Struktur des Jahresganges der Temperatur in Mitteleuropa. *Meteor. Z.* 54, 488—491 (1937)
- (179) Steinhäuser, F.: Die Meteorologie des Sonnblick, I. Teil. *Beiträge zur Hochgebirgsmeteorologie nach Ergebnissen 50jähriger Beobachtungen des Sonnblick-Observatoriums, 3106 m. Wien* 1938.
- (180) Steinhäuser, F.: Die Schneehöhen in den Ostalpen und die Bedeutung der winterlichen Temperaturinversion. *Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B* 1, 63—74 (1949)
- (181) Steinhäuser, F.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Bergatmosphäre des Hochgebirges der Ostalpen. *Z. Meteor.* 5, 204—212 (1951)
- (182) Struzka, V.: La baisse de la température avec l'altitude dans notre pays. *Meteor. Zpr.* 4, 21—22 (1950)
- (183) Süring, R. A.: Angström über Temperaturformeln und -änderungen in Schweden. *Meteor. Z.* 55, 413—415 (1938)
- (184) Sverdrup, H.: *Norw. North Polar Expedition „Maud“ 1918—25. Sci. Results* 3, pt. 2 (1930)
- (185) Sverdrup, H. u. Petersen, H. u. Loewe, F.: *Klima des Kanadischen Archipels und Grönlands. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. II, Teil K. Berlin* 1935.
- (186) Taljaard, J. J. and Schumann, T. E. W.: Upper-air temperatures and humidities at Walvis Bay, South West Africa. *Bull. Americ. Meteor. Soc.* 21, 293—296 (1940)
- (187) Taylor, G.: *Climatology of Australia. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. IV, Teil S. Berlin* 1932.
- (188) Tollner, H.: Der Einfluß großer Massenerhebungen auf die Lufttemperatur und die Ursachen der Hebung der Vegetationsgrenzen in den inneren Ostalpen. *Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B* 1, 347—372 (1949)
- (189) Trojan, E.: Das Klima Nordkoreas auf Grund der japanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1914 bis 1933. (Unvollendet.)
- (190) Union of South Africa, Meteorological Office, Department of Irrigation: *Temperature. 1942.*
- (191) Union of South Africa, Weather Bureau, Department of Transport: *Upper air temperatures and humidities. 1941—1947.*
- (192) Universidade de Lisboa: *Anais do Observatório Central Meteorológico do Infante D. Luiz.* 82—84, Pt. 2. 1944—1946.
Nachfolge: *Serviço Meteorológico Nacional: Anuário climatológico de Portugal.* 1—7, Pt. 2 1947 bis 1953.
- (193) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data Alaska. Annual summary* 38, No. 13 (1952)
- (194) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data Arizona. Annual summary* 56, No. 13 (1952)
- (195) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data California. Annual summary* 56, No. 13 (1952)
- (196) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data Colorado. Annual summary* 57, No. 13 (1952)
- (197) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data Hawaii. Annual summary* 48, No. 13 (1952)
- (198) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data Idaho. Annual summary* 55, No. 13 (1952)
- (199) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data Montana. Annual summary* 55, No. 13 (1952)
- (200) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data Nevada. Annual summary* 67, No. 13 (1952)
- (201) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data New England. Annual summary* 64, No. 13 (1952)
- (202) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data New Mexico. Annual summary* 56, No. 13 (1952)
- (203) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data North Carolina. Annual summary* 57, No. 13 (1952)
- (204) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data Oregon. Annual summary* 58, No. 13 (1952)
- (205) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: *Climatological data Texas. Annual summary* 57, No. 13 (1952)

- (206) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: Climatological data Utah. Annual summary 54, No. 13 (1952)
- (207) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: Climatological data Virginia. Annual summary 62, No. 13 (1952)
- (208) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: Climatological data Washington. Annual summary 56, No. 13 (1952)
- (209) U. S. Department of Commerce, Weather Bureau: Monthly climatic data for the world 5, No. 1—12 (1952)
- (210) Vandenplas, A.: La température au Congo belge. Inst. Roy. Météor. Belgique. Mém. 24 (1947)
- (211) Vowinkel, E.: Briefe v. 29. 9. 1954 u. 4. 11. 1954. Weather Bureau Pretoria, South Africa
- (212) Wagner, A.: Klimatologie der freien Atmosphäre. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. I, Teil F. Berlin 1931.
- (213) Wagner, A.: Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Braunschweig 1940.
- (214) Ward, R. DeC. and Brooks, C. F.: Climatology of the West Indies. Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. II, Teil I. Berlin 1934.
- (215) Ward, R. DeC., and Brooks, C. F., and Connor, A. J.: The climates of North America, Handbuch d. Klimatologie von W. Köppen u. R. Geiger, Bd. II, Teil J. Berlin 1938.
- (216) Witschell, L.: Klima u. Landschaft in Tripolitarien. Veröff. Geogr. Inst. Königsberg/Preußen, Alte F. H. 10 (1928)
- (217) Woeikof, A.: Klima des südlichen Sibirien. Referat über: A. W. Wosnessensky u. A. B. Schostakowicz: Klima von Ostsibirien. Irkutsk 1913. — Meteor. Z. 31, 161—169 (1914)
- (218) World Weather Records: siehe H. H. Clayton.
- (219) Wrobel, J.: Das Klima von Katalonien und der Provinz Castellón auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1906—25. Archiv Dt. Seewarte 60, Nr. 3/4 (1940)
- (220) Zistler, P.: Die Temperaturverhältnisse der Türkei. Zum Klima der Türkei, 2. Heft. Leipzig 1926.

Tabellen I—XVI

Erläuterungen zu den Tabellen I—XVI
siehe Abschnitt 6

Weitere Angaben zu den Stationen der Hilfspaare
(H. P.) sind im Original-Manuskript (Diss. Technische
Hochschule Stuttgart 1955) enthalten.

A-Klimate

Station	Lit.	Breite in Grad u. Minuten	Länge	Höhe m	Zeitraum	Klima- type	h m	s km	V in Zentigrad/100 m von Januar bis Dezember												Raum		
Afrika									72	61	54	53	47	59	69	66	59	57	66	66	Kenya		
Kericho Equator	(18) (18)	00 23 S 00 00	35 20 E 35 33 E	2042 2762	6 J. 7 J.	Cfb C.b	720	50															
Lubarika Tshibinda	(210) (210)	2 50 S 2 19 S	28 55 E 28 45 E	850 2070	1930/39 1930/39	Ai C.b	1220	60	72	68	65	65	69	75	72	73	73	74	70	67	östliches Belg.-Kongo		
Moshi Lyamungu	(18) (18)	3 21 S 3 14 S	37 20 E 37 15 E	813 1250	14 J. 9 J.	Aw C.b	440	20	[85	87	112	127	111	85	89	84	85	95	92	87]	Tanganyika		
Usumbura Kisozi	(210) (210)	3 23 S 3 33 S	29 21 E 29 40 E	800 2175	1930/39 1931/39	Ai C.b	1370	40	57	58	58	58	66	65	62	56	55	58	55	59	östliches Belg.-Kongo		
Bruco Humpata	(147) (147)	15 08 S 14 58 S	13 08 E 13 22 E	699 1860	1948/52 1948/52	A C.b	1160	30	55	56	59	68	78	75	57	39	34	43	53	54	südwestliches Belg.-Kongo		
Quelimane Zomba	(154) (154)	17 53 S 15 23 S	36 53 E 35 18 E	5 955	1915/29 1892/1926	Aw Cwa	950	310	64	64	65	61	57	51	47	47	51	59	68	66	südwestliches Port.-Angola südliches Nyassaland		
									H.F.: Beira—Feira (154)														
S. Thomé Stadt S. Thomé Monte Café	(6) (62)	00 20 N 00 18 N	6 37 E 6 37 E	17 690	9 J. 5 J.	Ai Ai	670	10	64	65	58	55	58	61	65	74	79	79	71	70	Kamerun		
Sebe Amedschowe	(105) (105)	6 15 N 6 50 N	1 W 1 W	5 770	— —	Aw Aw	760	70	74	72	68	63	62	61	58	56	58	68	78	76	Togo		
									H. P.: Misahöhe-Bismarckburg (105)														
Ditlim Labé	(62) (62)	11 49 N 11 17 N	12 07 W 12 16 W	735 1300	2—4 J. 2 J.	Aw Aw	570	60	[44	66	51	50	35	39	25	28	28	23	30	46]	Franz. Guinea		
Asien und pazifische Inseln																							
Kamaron Island San'a	(81) (148)	15 20 N 15 23 N	42 37 E 44 11 E	7 2350	— 1931.34	BWh BSK	2350	170	56	45	43	46	47	49	54	56	56	65	67	65	Yemen (Arabische Halbinsel)		
Vorderindien	(78)	ausgeglichen mit 42 Stationen südlich 23,5° N und westlich 78° E, vorwiegend unterste 1 km-Stufe																					südwestliches Vorderindien
Vorderindien	(78)	östlich 78° E, vorwiegend unterste 1 km-Stufe																					südöstliches Vorderindien
Nhatrang Dalat	(19) (19)	12 15 N 11 57 N	109 12 E 108 26 E	6 1500	— —	Aw ⁱ Cwbi	1490	80	49	49	50	51	53	54	56	56	54	51	50	51	südöstliches Indochina		
Apari Manila } ^{1/2}	(17) (17)	18 22 N 14 35 N	121 28 E 120 59 E	4 14	1903/26 1903/26	Amw ^w Aw ⁱ	1500	80	47	48	51	55	61	60	62	63	60	55	48	46	Philippinen (Luzon)		
Baguio	(17)	16 25 N	120 36 E	1510	1903/26	Cfw ⁱ																	
Menado Tomohon	(17) (17)	1 30 N 1 20 N	124 50 E 124 48 E	9 800	1912/18 1912/18	Afsi Afsi	790	20	53	54	56	54	52	54	63	64	63	61	57	57	Celebes		
Padang Fort de Kock	(17) (17)	0 56 S 0 21 S	100 22 E 100 28 E	7 920	1912/18 1912/18	Aw ^w Aw ^w	910	70	62	61	58	56	58	59	59	58	56	55	55	57	Sumatra		
Bandung Pangerango	(17) (17)	6 55 S 6 45 S	107 36 E 106 58 E	730 3023	1912/18 1912/18	Amw ⁱ Eii	2290	70	59	57	59	56	56	56	56	56	59	60	61	61	Java		
									H.F.: Buitenzorg-Batavia (17)														
Pasuruan Tosari	(17) (17)	7 38 S 7 54 S	112 55 E 112 55 E	5 1735	1912/18 1912/18	Aw ⁱ Cwbi	1730	20	56	56	57	58	57	59	60	61	63	61	61	58	Java		
Pauwela Kula Sanatorium	(197) (197)	20 55 N 20 42 N	156 19 W 156 22 W	148 916	35 J. 33 J.	Afi Cfb	770	30	66	66	—	61	—	—	58	59	59	66	—	—	Hawaii		
Hilo Volcano Observ.	(173) (173)	19 44 N 19 26 N	155 03 W 155 16 W	12 1200	14 J. 22 J.	Afi Cfb	1190	40	54	52	51	51	52	52	53	53	53	53	55	55	Hawaii		
Hilo Humuila	(173) (173)	19 44 N 19 43 N	155 03 W 155 26 W	12 2036	14 J. 7 J.	Afi Cfb	2020	40	54	54	57	58	57	55	54	54	54	55	55	55	Hawaii		

Cs- und Ds-Klima

Station	Lit.	Breite in Grad u. Minuten	Länge	Höhe m	Zeitraum	Klima-type	h m	s km	V in Zentigrad/100 m von Januar bis Dezember					Raum							
Europa, Fortsetzung																					
Granada	(122)	37 11 N	3 36 W	689	1906/25	Csa	640	10	41	56	62	58	45	39	36	44	42	50	55	47	Betische Koralliere um Granada
Alfagara	(122)	37 15 N	3 26 W	1430	1906/25	Csa															
Los Manzanillos	(122)	37 10 N	3 20 W	1230	1906/25	Csa															
Villacarrillo	(122)	36 07 N	3 06 W	750	1906/25	Csa	910	20	38	48	56	45	37	54	52	43	42	62	55	38	Südosten der Iberischen Halbinsel
Prados de Cuenca	(122)	37 57 N	2 56 W	1660	1906/25	Csb															
Totana	(122)	37 46 N	1 30 W	262	1906/25	Csa															
Alhama	(122)	37 51 N	1 25 W	221	1906/25	Csa	900	10	64	73	76	72	64	54	43	38	41	47	51	55	Südosten der Iberischen Halbinsel
Monte ja Carrasca	(122)	37 51 N	1 35 W	1140	1911/24	Csa															
Monte las Labores	(122)	37 51 N	1 32 W	1133	1911/24	Csb															
Valencia (Univ.)	(91)	39 28 N	0 22 W	18	1908/27	Csa	800	80	43	45	52	58	62	68	62	52	56	55	48	44	Valencia
Casa de los Rincones	(91)	39 08 N	1 10 W	780	1908/27	Csb															
Casa del Peral	(91)	39 08 N	1 12 W	645	1908/27	Csa															
H.P.: Valencia (Univ.) - Casa del Moragete (91)																					
Barcelona I	(219)	41 23 N	2 09 E	42	1906/25	Cfa	720	40	48	55	53	48	41	46	55	61	59	59	61	53	Katalonien-Küstengebiet
Montserrat	(219)	41 36 N	1 48 E	760	1906/25	Cfxb															
H.P.: Esparraguera I - Coll de Foix (219)																					
Lérida I	(219)	41 37 N	0 37 E	150	1906/25	Cxa	990	110	12	24	33	42	58	65	62	62	60	47	31	13	Ebrobecken - Pyrenien
Benasque	(165)	42 37 N	0 36 E	1140	1906/25	Cfb															
H.P.: Alcorisa - La Peña (165)																					
Zaragoza	(2)	41 38 N	0 54 W	205	—	BSks	860	130	26	42	62	65	77	72	63	64	53	38	22	22	Ebrobecken - Iberisches Gebirge
Soria	(2)	41 49 N	2 31 W	1065	—	Cxb															
H.P.: Barcelona - Zaragoza (2)																					
Talavera de la Reina	(121)	39 58 N	4 51 W	370	1906/25	Csa	760	80	47	59	73	76	76	81	79	73	66	63	50	46	Neu-Kastilien
Avila	(121)	40 39 N	4 43 W	1126	1906/25	Csa															
H.P.: Ciudad Real - Madrid (121)																					
Salto de Bolarue	(121)	40 20 N	2 52 W	650	1906/25	Csa	880	20	53	60	73	83	74	75	66	64	61	70	53	44	Neu-Kastilien
Monte La Colmenilla	(165)	40 28 N	2 41 W	1530	1906/25	Csb															
Grasse	(132)	43,6 N	6,9 E	325	—	Cfsa	960	20	70	70	67	61	52	50	52	37	62	64	68	71	Südfrankreich, Provence
Andon	(132)	43,8 N	6,8 E	1280	—	Csb															
H.P.: St. Raphael - Drauguignan (132)																					
Airole	(35)	43 52 N	7 35 E	103	1926/35	Cfs'a	1250	20	55	65	62	59	61	59	61	61	65	67	62	51	Ligurien
Le Mesce	(35)	44 04 N	7 35 E	1350	1926/35	Cfs'b															
Vinchiana	(35)	43 56 N	10 34 E	212	1926/35	Cfs'b	1130	20	57	64	66	63	60	47	46	38	46	48	47	52	nördl. Apennin, Westseite
Boscolungo	(35)	44 08 N	10 42 E	1340	1926/35	Cfs'b															
Terni	(35)	42 34 N	12 40 E	130	1926/35	Cfs'a	590	40	159	66	54	47	44	44	50	53	54	54	51	47	mittl. Apennin, Westseite
Posta	(35)	42 31 N	13 08 E	721	1926/35	Cfs'b															
H.P.: Pitigliano - Terni (35)																					
Benevento	(35)	41 08 N	14 48 E	170	1926/35	Cs'a	1100	20	71	74	75	73	72	69	65	64	66	68	68	69	südl. Apennin, Westseite
Montvergine	(35)	40 56 N	14 43 E	1270	1926/35	Cfs'b															
H.P.: Benevento - Salerno (35)																					
Reggio Calabria	(35)	38 07 N	15 40 E	15	1926/35	Csa	1190	20	63	53	57	50	48	49	44	49	53	54	69	66	Calabrien
Basilio	(35)	38 09 N	15 52 E	1210	1926/35	Csb															
Orosei	(35)	40 21 N	9 42 E	19	1926/35	Csa	900	50	71	69	62	58	53	43	40	41	48	60	67	70	Sardinien
Desulo	(35)	40 04 N	9 16 E	920	1926/35	Csa															
H.P.: Orosei - Mandas (35)																					
Tindari	(35)	38 09 N	15 05 E	280	1926/35	Csa	970	20	70	68	60	57	57	47	50	47	50	58	69	76	Sizilien
Floresta	(35)	37 59 N	14 57 E	1250	1926/35	Csb															
H.P.: Tindari - Raddusa (35)																					
Raddusa	(35)	37 28 N	14 34 E	300	1926/35	Csa	800	40	62	59	53	58	48	42	38	46	52	56	65	69	Sizilien
Cesaro	(35)	37 50 N	14 45 E	1100	1926/35	Csa															
H.P.: Raddusa - Tindari (35)																					

Cs- und Ds-Klima

Station	Lit.	Breite in Grad u. Minuten	Länge	Höhe m	Zeitraum	Klima- type	h m	s km	V in Zentigrad/100 m von Januar bis Dezember					Raum							
Nordafrika																					
Benguel } Derna } Cirene }	(117) (117) (117)	32 06 N 22 46 N 32 49 N	20 04 E 22 39 E 21 51 E	12 10 630	— — —	BShs BShs Csa	620	60	74	73	61	39	18	26	52	68	71	69	69]	Cyrenaika	
Azizia } Garian }	(216) (216)	32 32 N 32 10 N	13 01 E 13 00 E	158 721	1912.25 1912.25	BWh Csa	560	40	53	48	50	44	41	39	46	51	66	83	89]	Tripolitanien	
Kairouan } Maktar }	(133) (133)	35 40 N 35 9 N	10 06 E 9 2 E	66 937	— —	BShs Csa	870	80	72	77	76	71	63	57	57	59	65	67	66	66	Tunesien
Tabarka } Ain-Draham }	(133) (133)	37 0 N 36 47 N	8 7 E 8 42 E	12 739	— —	Csa Csa	730	30	56	55	52	51	51	44	28	20	27	38	47	52	östlicher Tell-Atlas
Tizi-Ouzou } Philippeville } Setif }	(133) (133) (133)	36 42 N 36 52 N 36 11 N	4 03 E 6 54 E 5 20 E	257 62 1086	— — —	Csa Csa Csa	930	80	63	64	62	59	56	48	41	44	52	58	62	62	Tell-Atlas
Fés } Doniet }	(133) (133)	34 04 N —	5 03 W —	416 1760	— —	Csa Csb	1340	20	46	53	53	53	58	54	45	42	51	58	58	42	Mittl. Atlas
Meknes } El Hadjeb }	(133) (133)	33 55 N 33 41 N	5 35 W 5 22 W	532 1050	— —	Csa Csa	520	30	70	68	64	51	38	35	32	31	40	53	65	71]	nördliches Marokko
El Kela des Sraghna } Azilal }	(133) (133)	32 04 N 31 58 N	7 23 W 6 33 W	466 1429	— —	BShs Csa	960	100	35	34	36	35	39	36	28	27	33	40	42	40	nördliches Marokko
Orotava } La Laguna }	(2) (2)	28 25 N 28 28 N	16 32 W 16 19 W	100 547	1914/23 1914/23	Cs'a Csb	450	20	65	54	47	43	43	16	04	25	13	36	63	65]	Kanarische Inseln
La Laguna } Izaña }	(2) (2)	28 28 N 28 19 N	16 19 W 16 30 W	547 2367	1914/23 1914/23	Csb Csb	1820	30	49	52	52	45	41	28	19	26	39	52	52	52	Kanarische Inseln
Orotava } Izaña }	(2) (2)	28 25 N 28 19 N	16 32 W 16 30 W	100 2367	1914/23 1914/23	Cs'a Csb	2270	10	52	52	51	44	41	26	16	26	34	49	54	54	Kanarische Inseln
Guimar } Canadas }	(38) (38)	28 19 N 28 13 N	16 25 W 16 34 W	370 1730	1914/23 1914/23	Csa Csb	1730	20	65	60	54	46	36	30	23	30	46	57	66	69	Kanarische Inseln
Guimar } Izaña }	(38) (38)	28 19 N 28 19 N	16 25 W 16 30 W	370 2367	1914/23 1914/23	Csa Csb	2000	10	56	56	55	49	45	32	25	30	41	55	57	60	Kanarische Inseln
Santana } Areeiro }	(192) (192)	32 48 N 32 43 N	16 53 W 16 55 W	425 1610	1944/53 1944/53	Cfsb Csb	1180	10	60	55	53	53	54	39	20	33	29	53	57	58	Madeira, Nordseite
Sanatório do Monte } Areeiro }	(192) (192)	32 39 N 32 43 N	16 54 W 16 55 W	380 1610	1944/53 1944/53	Csb Csb	1230	10	72	69	67	68	64	50	33	47	53	67	69	70	Madeira, Südseite
Südafrika																					
Blaauwberg Strand } Tafelberg (Kabelweg) }	(190) (190)	33 47 S 33 58 S	18 28 E 18 24 E	3 1066	1895/1920 1933/40	Csb Cfsb	1060	20	39	35	33	32	36	39	44	45	46	48	45	43	Süde v. Afrika
Blaauwberg Strand } Tafelberg, Huis }	(190) (190)	33 47 S 33 59 S	18 28 E 18 24 E	3 761	1895/1920 1893/1940	Csb Cfsb	760	20	44	39	36	35	40	39	45	48	52	55	51	52	Süde v. Afrika
Wingfield Airport } Tafelberg (Kabelweg) }	(190) (190)	33 35 S 33 58 S	18 32 E 18 24 E	17 1066	1932/40 1933/40	Csb Cfsb	1050	20	44	44	39	36	29	32	38	39	41	45	49	47	Süde v. Afrika
De Doorns } Matroosberg }	(190) (190)	33 29 S 33 26 S	19 44 E 19 49 E	486 964	1925/36 1932/40	BShs BShs	480	10	57	59	62	64	65	64	64	65	60	56	57	57]	Süde v. Afrika

Cs- und Ds-Klima

Station	Lit.	Breite in Grad u. Minuten	Länge in Minuten	Höhe m	Zeitraum	Klima- type	h m	s km	V in Zentigrad/100 m von Januar bis Dezember					Raum								
Nordamerika																						
Wallace Woodland Park Mullan Pass CAA	(198) (198)	47 28 N 47 27 N	115 56 W 115 41 W	844 1836	44 J. 13 J.	D/eb Dec	990	20	35	49	66	49	46	51	30	31	36	41	54	41	nördl. Idaho	
Kosmos Spirit Lake RS	(208) (208)	46 30 N 46 16 N	122 12 W 122 09 W	236 988	37 J. 17 J.	Csb Csb	750	30	54	72	82	83	81	70	51	43	46	50	51	48	stidwestl. Washington	
Prospect 2 SW Crater Lake NPS	(204) (204)	42 44 N 42 54 N	122 31 W 122 08 W	737 1974	46 J. 27 J.	Csb Dsc	1220	40	41	52	58	58	55	49	43	—	45	41	41	42	stidwestl. Oregon	
Midvale Silver Lake Brighton	(206) (206)	40 37 N 40 36 N	111 55 W 111 35 W	1323 2652	41 J. 16 J.	Csa Dfsc	1330	30	38	57	68	69	71	75	67	71	61	54	49	35	nördl. Utah	
Fallon Exp. Station Mariette Lake 1/5 Austin WB	(200) (200) (200)	39 27 N 39 11 N 39 30 N	118 47 W 119 55 W 117 04 W	1209 2438 2021	48 J. 25 J. 58 J.	Bsk Csb Csb	1020	30	20	—	—	58	60	51	43	—	—	—	—	—	westl. Nevada	
Carson City Mariette Lake	(200) (200)	39 10 N 39 11 N	119 46 W 119 55 W	1425 2438	56 J. 25 J.	Csb Dsc	1010	20	47	—	—	67	73	59	49	—	—	—	—	—	westl. Nevada	
Tiger Creek PH Twin Lakes	(195) (195)	38 27 N 38 42 N	120 29 W 120 03 W	714 2414	21 J. 23 J.	Csa Dsc	1700	50	56	61	62	59	58	56	53	51	58	44	53	48	Sierra Nevada	
Alamo Pioche	(200) (200)	37 22 N 37 56 N	115 09 W 114 28 W	1062 1862	27 J. 23 J.	Bsk Csa	810	80	55	51	50	48	45	46	46	43	38	39	45	53	östl. Nevada	
San Jose Mt. Hamilton	(195) (195)	37 20 N 37 20 N	121 54 W 121 39 W	29 1283	46 J. 63 J.	Csb Csb	1250	20	35	50	55	52	42	27	00	00	22	30	27	—	Californien, Küstenraum um San Francisco	
Auberry Big Creek PH 1	(195) (195)	37 06 N 37 12 N	119 29 W 119 15 W	629 1502	34 J. 38 J.	Csa Csa	870	30	23	33	34	39	45	51	45	39	33	28	—	21	Sierra Nevada	
Auberry Huntington Lake	(195) (195)	37 06 N 37 13 N	119 29 W 119 14 W	629 2140	34 J. 37 J.	Csa Csb	1510	30	49	59	64	65	65	67	67	63	59	54	46	42	Sierra Nevada	
Ash Mountain Giant Forest	(195) (195)	36 29 N 36 34 N	118 50 W 118 46 W	530 1939	28 J. 32 J.	Csa Csb	1939	10	49	59	60	66	69	73	72	72	65	62	54	49	Sierra Nevada	
Lindsay Springville Tule Head Dam	(195) (195)	36 11 N 36 13 N	119 04 W 118 39 W	120 1280	39 J. 45 J.	Bsk Csb	1160	40	34	51	57	62	61	58	50	46	47	46	31	31	Sierra Nevada	
Bakersfield AP Tehachapi	(195) (195)	35 25 N 35 08 N	119 03 W 118 27 W	149 1207	53 J. 54 J.	BWh Csa	1080	60	45	64	68	68	68	50	47	45	44	46	43	42	südliche Ausläufer der Sierra Nevada	
Tejon Rancho Sandberg WB	(195) (195)	35 02 N 34 45 N	118 45 W 118 44 W	434 1377	50 J. 19 J.	Csa Csa	940	30	46	71	65	60	61	61	42	38	—	40	36	34	südliche Ausläufer der Sierra Nevada	
Childs Fort Valley	(194) (194)	34 21 N 35 16 N	111 42 W 111 44 W	808 2239	35 J. 44 J.	Cs ^a Cs ^b	1430	100	74	85	89	92	99	99	96	88	91	89	75	68	—	Arizona
Pasadena Opus Camp FC 57B	(195) (195)	34 09 N 34 15 N	118 09 W 118 06 W	263 1297	45 J. 15 J.	Csa Csa	1030	20	69	74	65	44	18	02	—	—	—	15	39	60	57	Californien, Los Angeles
Clifton Alpine	(194) (194)	33 03 N 33 51 N	109 17 W 109 08 W	1056 2438	44 J. 29 J.	BSh Cs ^b	1380	90	77	88	97	101	110	116	110	109	109	101	80	77	—	östl. Arizona
El Capitan Dam Cuyamaca	(195) (195)	32 53 N 32 59 N	116 49 W 116 35 W	187 1426	17 J. 54 J.	Csa Csb	1240	20	78	72	67	63	57	48	44	50	63	74	80	82	—	stidl. Californien
H.P.: Adaven - Lehmann Caves Nat. Monument (200)																						
H.P.: Coalinga - Bakersfield AP (195)																						
H.P.: Kentfield - Antioch 1E (195)																						
H.P.: Payson RS - Tuba City (194)																						
H.P.: Douglas Smeiter - Clifton (194)																						
H.P.: La Mesa - ElCapitan Dam (195)																						

Cs- und Ds-Klima

Station	Lit.	Breite in Grad u. Minuten	Länge	Höhe m	Zeitraum	Klima- type	h m	s km	V in Zenitgrad/100 m von Januar bis Dezember												Raum	
									1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Südamerika																						
Traiguen	(85)	38 15 S	72 40 W	177	1911/24	Csb	790	30	26	33	40	41	53	73	77	64	45	32	33	38	Chile 38° S.	
Lonquimay	(85)	38 26 S	71 24 W	970	1914/24	Cfcb																
		H.P.: Punta Galera - Frutillar (85)																				
San Fernando	(85)	34 35 S	71 04 W	335	1911/24	Csb	1780	70	36	33	26	15	18	21	19	24	30	31	38	37	Chile 34° S.	
El Teniente	(85)	34 06 S	70 38 W	2134	1912/24	Csb																
		H.P.: San Fernando - Mendoza (85)																				
Valparaiso	(85)	33 01 S	71 38 W	41	1911/24	Csb	2100	150	31	28	26	23	25	29	29	32	36	36	35	33	Chile 34° S.	
Punta Carranza	(85)	35 36 S	72 38 W	30	1911/24	Csb																
El Teniente	(85)	34 06 S	70 38 W	2134	1912/24	Csb																
		H.P.: Valparaiso - Mendoza (85)																				
Rancagua	(85)	34 1 S	70 8 W	500	—	—	1630	20	40	33	25	22	17	24	20	28	32	33	40	37	Chile 34° S.	
El Teniente	(85)	34 06 S	70 38 W	2134	—	—																
Santiago	(85)	33 37 S	70 42 W	520	—	—	1610	60	35	33	25	17	20	25	22	28	31	30	39	37	Chile 34° S.	
El Teniente	(85)	34 06 S	70 38 W	2134	—	—																
Los Andes	(85)	32 50 S	70 37 W	816	1911/24	BSks	1320	150	44	41	34	25	24	26	27	32	38	41	45	45	Chile 34° S.	
El Teniente	(85)	34 06 S	70 38 W	2134	1912/24	Csb																
		H.P.: Los Andes - Lonquimay (85)																				
Valparaiso	(85)	33 01 S	71 38 W	41	1911/24	Csb	480	100	—	—	—	—	00	12	25	20	15	10	—	—	Chile 33° S.	
Santiago	(85)	33 37 S	70 42 W	520	1911/24	Csb																
		H.P.: Contulmo - Traiguen (85)																				
Valparaiso	(85)	33 01 S	71 38 W	41	1911/24	Csb	780	100	—	—	—	—	—	19	30	26	16	07	—	—	Chile 33° S.	
Los Andes	(85)	32 50 S	70 37 W	816	1911/24	BSks																
		H.P.: Valparaiso/San Fernando - Mendoza (85)																				
Valparaiso	(85)	33 01 S	71 38 W	41	1911/24	Csb	780	100	—	—	—	—	—	15	25	20	11	05	—	—	Chile 33° S.	
Los Andes	(85)	32 50 S	70 37 W	816	1911/24	BSks																
		H.P.: Valparaiso/Ovalle - San Juan (85)																				

C-, D-, E- und F-Klimate außer Cs und Ds

Station	Lit.	Breite in Grad u. Minuten	Länge	Höhe m	Zeitraum	Klima- type	h m	s km	V in Zenitgrad/100 m von Januar bis Dezember												Raum	
									1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Eurasien																						
Allen	(80)	69 58 N	23 15 E	7	1916/25	Dfc	900	15	23	24	38	65	75	71	59	63	69	50	33	23	Nordnorwegen	
Halde	(80)	69 56 N	22 56 E	904	1916/25	ET																
Trondheim	(120)	63 26 N	10 22 E	11	1841/90	Cfc	950	140	31	34	46	60	61	54	53	53	54	56	49	37	Norwegen, Tröndelag	
Jerkin	(120)	62 14 N	9 35 E	963	1841/90	ET																
		H.P.: Trondheim - Granheim (120)																				
Fortun	(13)	61 30 N	7 41 E	30	1861/1920	Dfc	2060	10	33	36	50	57	63	62	61	58	57	51	38	30	südliches Norwegen	
Fanaraken	(13)	61 31 N	7 54 E	2093	1861/1920	ET																
Lärdal	(14)	61 06 N	7 29 E	3	1861/1920	Csb	1220	60	47	54	66	74	76	74	66	60	52	51	51	48	südliches Norwegen	
Finse	(14)	60 36 N	7 32 E	1226	1861/1920	ET																
		H.P.: Lärdal - Veggli (14)																				
Ullensvang	(14)	60 19 N	6 40 E	30	1861/1920	Csb	1200	50	50	56	64	73	76	73	64	60	56	56	56	58	53	südliches Norwegen
Finse	(14)	60 36 N	7 32 E	1226	1861/1920	ET																
		H.P.: Ullensvang - Granheim (14)																				

C-, D-, E- und F-Klimate außer Cs und Ds

Station	L.t.	Breite in Grad u. Minuten	Länge in Minuten	Höhe m	Zeitraum	Klima- type	h		V in Zentigrad/100 m von Januar bis Dezember												Raum	
							m	s km	48	51	60	65	67	69	66	67	59	54	51	49		
Eurasien, Fortsetzung																						
Wasserleben (Schmatzfeld)	(146)	51 54 N	10 46 E	154	1901/30	Cfb	1000	20	48	51	60	65	67	69	66	67	59	54	51	49	Harz	
Brocken	(146)	51 48 N	10 37 E	1150	1901/30	ETf															Riesengebirge	
Schreiberhau	(146)	50 51 N	15 32 E	632	1901/30	Cfb	980	20	43	51	60	66	66	67	66	64	59	55	47	44	Riesengebirge	
Schneekoppe	(146)	50 44 N	15 44 E	1610	1901/30	ETf															Riesengebirge	
Riesengebirge	(33)								41	54	61	65	66	64	62	59	54	54	47	44	Riesengebirge, Nordseite	
Erzgebirge, Nordseite	(2)								43	52	57	58	64	62	61	58	56	52	50	44	Erzgebirge, Nordseite	
Erzgebirge, Südseite	(2)								35	49	60	65	73	72	70	69	59	54	48	38	Erzgebirge, Südseite	
Partenkirchen	(9)	47 30 N	11 06 E	715	1901/30	Cfb	2250	10	39	46	56	61	61	61	60	59	55	49	43	39	Alpen, Nordrand	
Zugspitze	(9)	47 25 N	10 59 E	2962	1901/30	ETf															Alpen, Nordrand	
Hohenpeißenberg	(9)	47 48 N	11 01 E	994	1901/30	Cfb	1970	40	48	51	58	61	63	65	66	63	58	52	47	47	Alpen, Nordrand	
Zugspitze	(9)	47 25 N	10 59 E	2962	1901/30	ETf															Alpen, Nordrand	
Tschechoslowakei	(182)				1901/30				47	52	63	73	74	76	72	69	63	56	52	48	Tschechoslowakei	
Silandro	(35)	46 38 N	10 48 E	706	1926/35	Cfb	1020	30	22	44	56	71	81	79	70	65	59	52	48	33	Italien, südl. Alpen	
Slingia	(35)	46 43 N	10 30 E	1726	1926/35	Dfc															Italien, südl. Alpen	
Bozen	(35)	46 31 N	11 23 E	286	1926/35	Cfa	1070	20	37	56	68	86	82	86	87	71	68	59	47	40	Italien, südl. Alpen	
Mendel	(35)	46 25 N	11 14 E	1360	1926/35	Cfb															Italien, südl. Alpen	
Faido	(35)	46 29 N	8 50 E	759	1926/35	Cfb	1340	20	57	63	66	70	78	81	75	71	68	62	56	54	Italien, südl. Alpen	
St. Gotthard	(35)	46 33 N	8 36 E	2103	1926/35	ETf															Italien, südl. Alpen	
Grono	(35)	46 15 N	9 11 E	335	1926/35	Cfa	980	10	24	20	38	54	58	59	64	52	40	33	24	16	Schweiz, Kanton Tessin	
Braggio	(35)	46 19 N	9 09 E	1313	1926/35	Cfb															Schweiz, Kanton Tessin	
Treviso	(35)	45 40 N	12 17 E	27	1926/35	Cfa	1060	50	44	42	52	58	58	60	70	64	61	53	55	43	Italien, südl. Alpen	
Gallio	(35)	45 54 N	11 44 E	1090	1926/35	Cfb															Italien, südl. Alpen	
Susa	(35)	45 08 N	7 05 E	513	1926/35	Cfa	1410	20	38	46	50	67	71	65	64	57	57	50	52	52	Italien, südl. Alpen	
Rochmolles	(35)	45 08 N	6 48 E	1926	1926/35	Dfc															Italien, südl. Alpen	
Alba	(35)	44 42 N	8 04 E	183	1926/35	Cfa	710	30	[49	62	72	63	59	57	56	55	53	55	56	52]	Poebene/Apeninnen	
Mombarcaro	(35)	44 28 N	6 07 E	896	1926/35	Csb															Poebene/Apeninnen	
Levizzano	(35)	44 29 N	10 56 E	189	1926/35	Cfca	1010	60	29	45	47	66	72	64	42	42	47	36	32	29	Poebene/Apeninnen	
Valico Cerreto	(35)	44 18 N	10 15 E	1200	1926/35	Cfb															Poebene/Apeninnen	
Ascoli Piceno	(35)	42 54 N	13 35 E	136	1926/35	Cfca	850	20	31	32	42	43	48	42	45	41	41	47	34	33	Apeninnen, Ostseite	
Montemonaco	(35)	42 53 N	13 21 E	987	1926/35	Cfb															Apeninnen, Ostseite	
Ascoli Piceno	(35)	42 54 N	13 35 E	136	1926/35	Cfca	820	20	53	53	57	57	57	63	73	71	59	73	64	60	Apeninnen, Ostseite	
Amatrice	(35)	42 57 N	13 20 E	955	1926/35	Cfsb															Apeninnen, Ostseite	
Isola del G. Sasso	(35)	42 30 N	13 42 E	419	1926/35	Cfa	1010	30	43	57	60	71	76	77	78	79	79	67	58	42	Apeninnen, Ostseite	
Campotosto	(33)	42 33 N	13 24 E	1430	1926/35	Cfb															Apeninnen, Ostseite	
Corfinio	(35)	42 06 N	13 51 E	346	1926/35	Csa	700	20	[20	43	61	70	58	44	55	64	58	54	23	41]	Apeninnen, Ostseite	
Roccaramanico	(35)	42 06 N	14 03 E	1050	1926/35	Cfb															Apeninnen, Ostseite	
Erice	(2)	47 54 N	20 23 E	179	1886/1915	Cfb	840	40	33	43	54	63	71	75	73	68	62	49	39	37	Ungarische Tiefebene/ Nordkarpaten	
Stary-Smokovec	(2)	49 08 N	20 13 E	1018	1921/30	Dfb															Ungarische Tiefebene/ Nordkarpaten	
Kampelt	(153)	47 44 N	20 15 E	127	1901/30	—	880	20	24	53	64	65	75	72	66	67	44	52	45	37	Nordrand der Ungarischen Tiefebene	
Kékes	(153)	47 52 N	20 01 E	1011	1901/30	—															Nordrand der Ungarischen Tiefebene	
Zagreb-Gric	(175)	45 8 N	16 0 E	163	1862/1941	Cfb	770	20	39	52	67	75	74	70	72	61	60	48	54	41	nördliches Kroatien	
Sijeme	(175)	45 9 N	15 9 E	935	1888/1904	Cfb															nördliches Kroatien	
Buzau	(2)	45 09 N	26 50 E	90	1894/1924	Cfa	770	100	19	43	51	67	73	82	81	85	75	61	39	28	Südkarpaten	
Sinaia	(2)	45 21 N	25 31 E	860	1894/1924	Dfb															Südkarpaten	
Sarajevo	(175)	43 52 N	18 26 E	637	1892/1913	Cfb	1430	20	50	63	75	80	75	71	72	68	64	58	55	48	Bosnien	
Bjelasica	(175)	43 7 N	18 2 E	2067	1895/1913	Ef															Bosnien	
																						Bosnien

H.P.: Focsani — Klausenburg (2)
H.P.: Sarajevo — Mostar (175)

C-, D-, E- und F-Klimate außer Cs und Ds

Station	Lit.	Breite in Grad u. Minuten	Länge	Höhe m	Zeitraum	Klima- type	h		V in Zentigrad/100 m von Januar bis Dezember												Raum
							m	s km	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Eurasien, Fortsetzung																					
Livno	(175)	43,8 N	17,0 E	729	1892/1913	Cfb	460	30	45	64	75	73	68	68	57	57	61	59	59	46]	Bosnien
Kupres	(175)	44,0 N	17,3 E	1190	1892/1913	D.c															
		H.P.: Livno — Travnik (175)																			
Plewen	(2)	43,27 N	24,34 E	125	1896/1925	Cfa	1280	120	36	35	45	62	68	70	71	67	60	52	44	38	westliches Balkengebirge
Petrohan	(2)	43,07 N	23,07 E	1400	1896/1925	Dfc															
		H.P.: Corabia — Nis (2)																			
Sofia	(2)	42,42 N	23,20 E	550	1896/1925	Cfb	850	50	31	47	69	78	76	76	76	70	62	52	43	34	westliches Balkengebirge
Petrohan	(2)	43,07 N	23,07 E	1400	1896/1925	Dfc															
		H.P.: Plovdiv — Plewen (2)																			
Balkengebirge, Südseite																					
Nördliches Rhodopegebirge	(2)	42,09 N	24,45 E	160	1896/1925	Cfa	1580	90	28	43	64	71	66	70	73	66	62	52	44	36	Balkengebirge, Südseite
Plovdiv	(2)	42,14 N	23,37 E	1740	1896/1925	Dfc			35	39	64	65	63	68	66	63	61	50	41	33	nördliches Rhodopegebirge
Sitnia-Kowo	(2)	42,14 N	23,37 E	1740	1896/1925	Dfc			34	47	64	66	66	70	67	65	64	53	43	34	südliches Bulgarien
		H.P.: Kanzalik — Kostendil (2)																			
Petrirtsch	(2)	41,22 N	22,42 E	150	1896/1925	Csa	1590	120	42	44	66	62	65	72	70	67	63	54	46	37	nördliches Macedonien
Sitnia-Kowo	(2)	42,14 N	23,37 E	1740	1896/1925	Dfc															
		H.P.: Petrirtsch — Plovdiv (2)																			
Kavala	(2)	40,55 N	24,22 E	12	1906/11	Csa	1730	180	31	37	49	58	65	67	65	63	54	41	35	32	Macedonien
Sitnia-Kowo	(2)	42,14 N	23,37 E	1740	1896/1925	Dfc															
		H.P.: Saloniki — Petrirtsch (2)																			
Slatoust	(157)	55,10 N	59,41 E	458	1881/1915	Dfc	400	40	[-07	-06	-01	20	40	53	43	41	41	34	15	-05]	südlicher Ural
Iwanowski Rudnik	(157)	55,00 N	59,09 E	856	1902/07	Dfc															
		H.P.: Slatoust — Busowjasy (157)																			
Ssimferopol	(157)	44,57 N	34,06 E	223	1886/1915	—	960	50	30	30	47	57	52	62	62	53	45	35	33	28	Jailagebirge (Krim), Nordseite
Al-Petri	(157)	44,28 N	34,05 E	1180	1895/1915	—															
Liwadja	(157)	44,30 N	34,10 E	121	1895/1915	—	1060	10	66	64	62	62	64	70	76	80	78	73	67	66	Jailagebirge, Südseite
Al-Petri	(157)	44,28 N	34,05 E	1180	1895/1915	—															
Liwadja	(157)	44,30 N	34,10 E	121	1895/1915	—	630	20	[67	61	56	52	54	62	70	77	75	69	67	69]	Jailagebirge, Südseite
Magdass	(157)	44,36 N	34,13 E	750	1904,15	—															
Kislowodsk	(157)	43,54 N	42,42 E	828	1886/1915	—	1040	80	30	33	40	44	46	47	47	48	42	32	27	28	Kaukasus, Nordhang
Ussengi	(157)	43,11 N	42,36 E	1865	1911/15	—															
Wladikawkas	(157)	43,02 N	44,41 E	679	1881/1915	—	1310	60	30	33	39	46	50	51	49	45	40	34	30	29	Kaukasus, Nordhang
Kobi	(157)	42,33 N	44,31 E	1987	1887/1915	—															
Duschet	(157)	42,05 N	44,42 E	800	1911/15	—	1400	50	40	42	46	52	55	53	53	55	55	47	40	38	Georgien
Gudaur	(157)	42,28 N	44,28 E	2204	1870/1915	—															
Kjurdamir	(89)	40,22 N	48,08 E	8	1881/1915	BSk	1400	140	29	38	38	44	59	62	64	62	61	57	39	24	Armenisches Hochland, Ostrand
Schusecha	(89)	39,46 N	46,45 E	1403	1881/1915	Cfb															
Erivan	(118)	40,10 N	44,30 E	995	—	BSkx	970	60	21	32	71	79	78	81	80	81	77	66	53	47	Armenisches Hochland
Nowo-Bajaset	(89)	40,20 N	45,07 E	1964	1881/1915	Dfb															
		H.P.: Erzurum — Nowo Bajaset (150) u. (89)																			
Oly	(150)	40,5 N	42,0 E	1220	1931,35	BSkx	960	60	51	57	72	76	79	67	69	67	65	60	49	45	westl. Armenisches Hochland
Sarykamis	(150)	40,3 N	42,6 E	2180	1931,35	Dxb															
Corum	(150)	40,5 N	35,0 E	780	1931/35	BSkx	540	80	[41	52	54	54	56	57	59	52	43	41	37	33]	Kleinasien 40° N, 35° E
Yozgat	(150)	39,8 N	34,8 E	1320	1931/35	Dxb															
		H.P.: Kastamonu — Cankiri (150)																			
Vorderindien	(78)	ausgeglichen mit 40 Stationen nördlich 23,3° N und westlich 78° E, vorwiegend unterste I km-Stufe																			
		58	64	65	70	73	69	58	56	62	61	54	52	52	e	nordwestliches Vorderindien					

C-, D-, E- und F-Klimate außer Cs und Ds

Station	Lit.	Breite in Grad u. Minuten	Länge	Höhe m	Zeitraum	Klima- type	h		V in Zentigrad/100 m von Januar bis Dezember												Raum
							m	s	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Südamerika, Fortsetzung																					
Col. Emilio Mitre Malgare	(85) (85)	36 30 S 35 24 S	66 22 W 69 30 W	316 1420	1901/20 1901/20	BSkw ESkw	1100	310	50	46	45	45	44	43	40	38	45	48	48	49	westliches Argentinien
		H.P.: Victoria — Mendoza (85)																			
Caxambú Itatiaya	(85) (85)	21 59 S 22 25 S	49 30 W 44 50 W	890 2280	—	Cwb Cwbi	1380	480	52	54	52	52	41	39	37	41	43	52	54	54 ^e	Brasilien, São Paulo
Caxambú Itatiaya	(85) (85)	21 59 S 22 25 S	49 30 W 44 50 W	890 2280	1914/22 1914/21	Cwb Cwbi	1380	480	52	54	52	52	46	46	42	42	40	44	48	48	Brasilien, São Paulo
		H.P.: Caxambú — Petropolis (85)																			
Vassouras Itatiaya	(85) (85)	22 24 S 22 25 S	43 49 W 44 50 W	430 2280	1912/21 1914/21	Cwa Cwbi	1850	100	55	56	56	54	51	49	48	46	46	48	52	53	Brasilien, São Paulo
		H.P.: Vassouras — Ribeirão Preto (85)																			
Recende Itatiaya	(85) (85)	22 28 S 22 25 S	44 27 W 44 50 W	404 2280	—	Cwa Cwb	1880	40	53	54	54	54	50	46	43	44	43	48	52	53 ^e	Brasilien, São Paulo
S. Paulo Itatiaya	(85) (85)	23 33 S 22 25 S	46 39 W 44 50 W	820 2280	1902/17 1914/21	Ctwb Cwb	1460	220	54	54	55	54	51	48	46	46	46	49	52	54	Brasilien, São Paulo
		H.P.: S. Paulo — Curvello (85)																			
Blumenau Curitibaos	(85) (85)	26 55 S 27 17 S	49 09 W 50 41 W	15 908	1915/21 1913/21	Cfwa Cfb	890	170	73	72	69	69	63	51	51	58	63	64	64	72	südliches Brasilien
		H.P.: Theropolis — Palmeira (85)																			
Brusque Curitibaos	(85) (85)	27 05 S 27 17 S	48 49 W 50 41 W	19 908	1911/21 1913/21	Cfwa Cfb	900	200	59	60	58	55	48	41	40	43	47	51	56	58	südliches Brasilien
		H.P.: Brusque — Posadas (85)																			
Afrika																					
Gambela Addis Abeba	(114) (114)	8 15 N 9 02 N	34 45 E 38 45 E	410 2445	—	Awa Cwb	2030	440	50	60	60	65	59	69	69	63	64	65	58	57	Hochland von Abessinien
		H.P.: Gambela — Dire Deina (114)																			
Premier Estate Mount Nuza	(176) (176)	18 54 S 18 43 S	32 32 E 32 49 E	1067 2032	1931/51 1931/51	Cwa Cwb	970	40	69	70	68	63	47	41	44	53	61	71	71	67	Rhodesien
Beira Umtali	(154) (154)	19 50 S 18 59 S	34 50 E 32 40 E	7 1121	1921/30 1921/30	BShw Cwa	1110	240	65	65	63	61	61	57	57	57	50	49	55	62	Mocambique - Rhodesien
		H.P.: Quellmane — Muehena (154)																			
Mecville Alaska	(190) u. (211) (190) u. (211)	22 16 S 22 59 S	29 54 E 29 50 E	594 1350	1833/40 1832/40	BShw ESkw	760	80	83	83	81	70	51	42	41	52	55	66	68	79	Std-Rhodesien, nördl. Transvaal
Pusela Woodbush	(190) u. (211) (190) u. (211)	23 51 S 23 51 S	29 59 E 29 59 E	748 1585	1832/40 1905/40	Cwa Cwb	840	20	71	70	67	59	47	43	44	44	54	59	67	67	nördliches Transvaal
Platveld Pigeonhole	(190) u. (211) (190) u. (211)	23 50 S 23 56 S	30 45 E 30 07 E	490 1265	1928/32 1921/33	BShw Cwb	780	70	73	70	69	60	43	39	39	44	53	65	70	79	Transvaal
Emmet Grasskop	(190) u. (211) (190) u. (211)	25 04 S 24 56 S	31 02 E 30 50 E	610 1480	1931/37 1911/40	Cwa Cwb	870	30	54	57	57	56	57	58	58	56	53	51	52	54	südliches Transvaal
Hartebeestport Krugersdorp	(190) u. (211) (190) u. (211)	25 34 S 26 06 S	27 45 E 27 46 E	1160 1700	1939/40 1904/40	Cwa Cwb	540	60	67	66	62	54	37	36	32	38	47	59	69	68	Oranje
Boulders Piggs Plek	(190) u. (211) (190) u. (211)	25 35 S 25 59 S	31 19 E 31 17 E	430 1370	1936/40 1905/40	BShw Cwb	940	40	50	49	44	40	25	22	24	31	46	44	43	49	Natal
Badplaate Jessievale	(190) u. (211) (190) u. (211)	25 37 S 26 15 S	30 33 E 30 32 E	1100 1784	1939/41 1908/40	Cwb Cwb	690	70	155	52	56	47	36	39	43	43	48	52	60	56	Natal
Kubuta Hlotikulu	(190) u. (211) (190) u. (211)	26 53 S 26 58 S	31 29 E 31 20 E	580 1190	1921/40 1924/40	Cwa Cwb	610	20	179	77	78	67	60	61	62	63	69	76	83	76	Natal

