

zu 68702.
Deutscher Wetterdienst in der US-Zone

Zentralamt Bad Kissingen

Leiter: Prof. Dr. Ludwig Weickmann

230379

Berichte
des
Deutschen Wetterdienstes
in der US-Zone

Nr. 25

**Studie über interdiurne Temperaturänderungen in der freien
Atmosphäre über Mitteleuropa nach Registrierballonaufstiegen
in Lindenberg und München.**

Von Dr. Friedrich Herath, Bayreuth

BAD KISSINGEN 1951

F 77

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I.) Allgemeines.	
1. Einleitung	1
2. Auswahl, Umfang und Aufbereitung des Beobachtungsmaterials	1
II.) Interdiurne Änderungen der wahren Temperatur in der freien Atmosphäre	
3. Prozentuale Verteilung der interdiurnen Temperatur-Zu- und Abnahmen	4
4. Der Verlauf der interdiurnen Temperaturschwankungen mit der Höhe	5
5. Die Maximalwerte der interdiurnen Temperaturänderungen	5
6. Der jahreszeitliche Verlauf der interdiurnen Temperaturänderungen	6
III.) Interdiurne Änderungen des Temperatur-Gradienten	
7. Die Berechnung der Werte	9
8. Verlauf der interdiurnen Änderungen des Temperatur-Gradienten	10
9. Schlußfolgerungen aus dem Vorstehenden. Zonen der Atmosphäre	11
Zusammenfassung	13
Summary	14
Literatur-Nachweis	14

I.) Allgemeines.

1. Einleitung.

Interdiurne Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre sind in Europa von W. Peppler^{1 u. 2)}, Haurwitz³⁾ und Schmauß⁴⁾ sowie in Amerika von Haurwitz⁵⁾ und Malone⁶⁾ untersucht worden. Von ähnlichen Bearbeitungen der Beobachtungen von Berg- und Talstationen soll hier völlig abgesehen werden, da diese immer von Temperaturmessungen in der freien Atmosphäre nicht unwesentlich verschieden sind⁷⁻¹⁴⁾ und außerdem deshalb zwangsweise zu stark abweichenden Ergebnissen führen müssen, weil die spezifische Lage der Beobachtungsstation zu den Auf- und Abwinden am Bergmassiv von ausschlaggebender Bedeutung ist¹⁵⁻²⁰⁾.

Es erschien daher lohnend, die Untersuchungen über die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur in der freien Atmosphäre auf erweiterter Beobachtungsbasis (z. B. im Vergleich zu W. Peppler, dessen Arbeit die nachfolgenden Untersuchungen auch bezüglich des zugrunde liegenden Beobachtungsmaterials am meisten ähneln) zu erneuern.

Verwendet wurden in der nachfolgenden Studie Registrierballon-Aufstiegs-Ergebnisse vom Aeronautischen Observatorium Lindenberg und von der Bayerischen Landeswetterwarte München. Den Berechnungen bis 6 km Höhe wurden allerdings die Lindenerger Beobachtungen allein zugrunde gelegt. Über 6 Kilometer Höhe fanden die Beobachtungen beider Stationen Verwendung. Wie A. Schmauß (l. c.) gezeigt hat, ist dies besonders bei den nachfolgenden Untersuchungen an- gängig, da in 6 km Höhe, also in doppelter Höhe des Gebirgsmassivs, die Alpen nicht mehr störend wirken können.

2. Auswahl, Umfang und Aufbereitung des Beobachtungsmaterials.

Vom Aeronautischen Observatorium Lindenberg stand dem Verfasser für die nach-

folgende Abhandlung das Registrierballon-Beobachtungsmaterial der Jahre 1906—35 zur Verfügung und es wurden daraus zunächst die Temperaturwerte bis 20 km Höhe entnommen, sofern die Messungen an 2 aufeinanderfolgenden Tagen bis in diese Höhe reichten. Außer der freien Lage des Beobachtungsortes in der Norddeutschen Tiefebene hat dieses Beobachtungsmaterial noch den großen Vorzug, daß es zum weit überwiegenden Teil nach völlig einheitlichen Gesichtspunkten von J. Reger ausgewertet ist, der dieser Arbeit außer peinlichster Genauigkeit und Sorgfalt seine hervorragende Sachkenntnis und Erfahrung schenkte.

Ebenso günstig liegen die Verhältnisse beim Beobachtungsmaterial der Bayerischen Landeswetterwarte München, wo die Auswertungen in den bewährten Händen von A. Schmauß und P. Zistler lagen. Hier umfaßt das Beobachtungsmaterial, das dem Verfasser zugänglich war, die Jahre 1906—34. Sicherlich sind in den unteren Schichten die Münchener Messungen durch das Alpenmassiv beeinflusst und können daher nicht unmittelbar mit den Lindenerger Werten zusammengefaßt werden. Doch ist dies in 6 km Höhe, also in doppelter Zugspitzhöhe, nicht mehr zu befürchten. A. Schmauß hat dies in seiner Abhandlung (l. c.) eingehend untersucht und für die nachfolgenden Untersuchungen völlig hinreichende Übereinstimmung festgestellt.

An beiden Registrierballon-Stationen sind die meisten Aufstiege um 8^h MEZ (7^h MGT) gestartet worden. Daher wurden auch zur Bildung der interdiurnen Temperaturschwankungen alle die Registrierballon-Serien ausgesucht, bei denen an mindestens 2 aufeinanderfolgenden Tagen um 8^h solche Aufstiege stattfanden.

Auf diese Weise wurden, unterteilt nach Monaten, wie in Tabelle 1 gezeigt wird, insgesamt 5401 Werte den Jahrbüchern beider Institute entnommen. Es wurde vorstehend bereits erwähnt, daß die Werte bis 6 km Höhe nur in Lindenberg gewonnen, in den darüber-

TABELLE 1
Verteilung der im Nachstehenden benützten Beobachtungsdaten auf die Monate und geometrischen Höhenstufen

Höhe in → km	Nur Lindenerger Beobachtungen					Beobachtungen von Lindenberg und München										Zu wenig Werte					Zus.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
I	32	31	31	29	29	59	57	58	55	53	51	48	41	28	15	4	5	2	1	1	630
II	34	34	34	34	34	59	58	58	57	54	48	44	29	21	14	13	10	5	5	1	646
III	11	11	11	11	11	43	42	41	42	39	37	28	27	18	14	8	3	1	—	—	398
IV	7	7	7	7	7	14	14	14	14	11	9	9	4	2	1	1	1	1	—	—	130
V	15	13	13	13	13	44	44	41	42	39	31	23	21	15	10	5	5	3	—	—	390
VI	39	39	39	35	35	45	45	45	44	44	44	43	40	40	30	23	20	18	9	4	681
VII	28	24	24	24	22	41	40	37	37	37	35	30	21	14	9	4	4	2	2	2	437
VIII	17	17	17	17	17	34	32	29	29	26	25	19	13	10	8	—	—	—	—	—	310
IX	39	38	35	32	33	65	66	65	66	67	59	58	52	47	38	14	12	11	1	—	798
X	15	15	15	15	15	40	40	36	31	28	20	17	14	10	4	3	2	—	—	—	320
XI	9	9	9	9	9	16	16	16	16	15	12	8	7	8	5	3	3	1	—	—	171
XII	25	25	25	25	24	46	46	44	39	35	30	29	24	19	16	15	13	10	—	—	490
Jahr	271	263	260	251	249	506	500	484	472	448	401	356	293	232	164	93	78	54	18	8	5401

liegenden Schichten die Beobachtungen beider Institute zusammen verarbeitet sind.

Leider ist aber trotz der jahrzehntelangen mühevollen Arbeit die Zahl der Serien-Aufstiege noch recht spärlich. Insbesondere war es auch für den Verfasser eine gewisse Enttäuschung, feststellen zu müssen, daß infolge der zu geringen Zahl von Werten in den Höhen über 15 km die Untersuchungen nur zum geringsten Teil bis 18 bzw. 20 km durchgeführt werden konnten.

Eine Verwendung von Radiosondeaufstiegen für die nachfolgenden Untersuchungen erscheint bei dem

augenblicklich damit erreichbaren Genauigkeitsgrad nicht ratsam.

Die großen Unterschiede in der monatlichen Anzahl der verfügbaren Werte finden zwanglos ihre Erklärung dadurch, daß sowohl in Lindenberg wie in München die Beobachtungen an den international festgelegten Tagen angestellt wurden. Das für die Registrierballone festgelegte Aufstiegsprogramm wurde aber durch den Krieg 1914—18 sehr fühlbar unterbrochen und es entstanden so Ausfälle und zwar an beiden Stationen für die gleichen Monate, die sich in der Untersuchung äußerst störend bemerkbar machen.

II.) Interdiurne Änderungen der wahren Temperatur in der freien Atmosphäre.

3. Prozentuale Verteilung der interdiurnen Temperatur-Zu- und Abnahmen.

Es erschien zweckdienlich, den Versuch zu machen, bei der vorliegenden Studie auch das Vorzeichen der interdiurnen Temperaturänderung zu berücksichtigen. Dementsprechend wurden aus den Grundtabellen weitere errechnet, in denen für die Tausendmeter-Stufen die Temperatur-Zu- und Abnahme von einem Tag zum anderen ermittelt wurde. (Zunahme +, Abnahme —.)

Daraus ließ sich, um zunächst einen wenn auch nur sehr allgemeinen Überblick über die Verteilung der Zu-

und Abnahmen der Temperatur zu den verschiedenen Jahreszeiten und in den einzelnen Höhenstufen sich zu verschaffen, die Anzahl der Zunahmen feststellen und mit Hilfe der Tabelle 1 der Prozentsatz bestimmen, den sie von allen Beobachtungen ausmachen. So entstand die Tabelle 2. Wie die teilweise sehr erheblichen, offenbar regellosen Abweichungen der Tabellenwerte von 50% sowohl nach der positiven wie nach der negativen Seite hin zeigen, kann man den auf diese Weise gefundenen Prozentsätzen keine besondere Bedeutung beilegen.

TABELLE 2
Die Anzahl der interdiurnen Temperatur-Zunahmen in % aller Beobachtungen

Höhe in → km	Monate ↓														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
I	58	51	58	55	51	59	60	53	49	51	53	48	51	43	53
II	53	59	59	56	50	49	48	45	52	48	50	54	41	52	64
III	36	45	45	55	55	54	52	54	48	56	51	46	48	56	64
IV	29	43	57	72	57	57	57	50	43	54	56	56	50	50	--
V	54	61	61	61	61	52	50	49	55	54	42	44	57	47	50
VI	59	54	54	51	57	53	53	58	57	50	50	35	45	40	47
VII	53	58	54	58	68	56	55	51	51	43	43	47	57	43	56
VIII	71	53	59	47	53	56	53	62	45	46	44	74	69	50	50
IX	59	66	57	63	61	49	42	46	50	51	41	48	52	57	55
X	53	53	33	46	60	50	50	47	52	43	45	59	57	50	50
XI	44	44	33	33	44	31	31	38	44	67	50	63	57	75	80
XII	44	60	60	64	54	37	41	48	54	49	57	55	67	63	56
Jahr	51	54	53	55	56	50	49	50	50	51	48	53	54	52	57

Die Tabelle 2 gestattet aber auch mehrere sichere Feststellungen, nämlich:

1. Das Verhältnis der interdiurnen Temperatur-Zunahmen zu den -Abnahmen weist in den Höhenstufen 1—15 km, auf die sich unsere Untersuchungen beschränken müssen, keinen wesentlichen jahreszeitlichen Gang auf.

2. Auch für die einzelnen Höhenstufen besteht eine solche Beziehung nicht.

3. Insgesamt ergibt die Tabelle 2 ein Überwiegen der Temperatur-Zunahmen, und zwar ist rein zahlenmäßig das Verhältnis der Anzahl der darin enthaltenen Höhenstufen, die einen Überschuß der Temperaturzunahmen zeigen, zu denen mit mehr Abnahmen = 180 : 55 ~ 3 : 1.

Dabei ist allerdings zu beachten, daß bei diesem Verhältnis den Monaten November mit 9 Werten unter 50% und März mit 6 solchen Werten ein besonderes Gewicht

zufällt, obwohl aus diesen Monaten nur sehr wenig Beobachtungen vorliegen und daher das starke Überwiegen der interdiurnen Temperatur-Abnahmen wahrscheinlich als Zufallsergebnis angesehen werden muß.

Immerhin dürfte ein Überwiegen der Anzahl der Werte mit Temperatur-Zunahmen etwa im Verhältnis 2 : 1 oder zum mindesten 1.5 : 1 der Wirklichkeit am nächsten kommen.

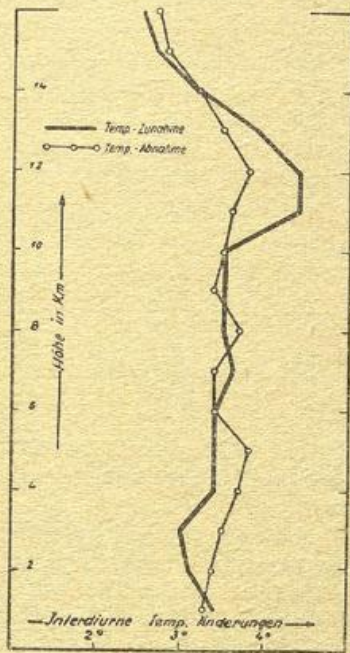
Auch bei Mittelbildung über die in Tab. 2 enthaltenen Werte ergibt sich ein wenn auch nur sehr schwaches Überwiegen der Zunahmen mit 52% und die Mittelwerte über das ganze Jahr, für die einzelnen Höhenstufen berechnet, ergeben mit 2 Ausnahmen ebenfalls Zahlen über 50%.

Hier scheint sich also eine Realität abzuzeichnen. Die physikalische Erklärung dafür liegt wohl darin, daß die Erwärmung der Luftschichten auch in der freien Atmo-

sphäre sich verhältnismäßig langsam vollzieht und damit viel stetiger vor sich geht als die Abkühlung, die meist schlagartig in Form von „Einbrüchen“ vor sich geht. Es müssen somit auch in unsere Statistik die länger währenden Erwärmungen häufiger eingehen als die kurzfristigen Kälteeinbrüche. Ein ähnliches Ergebnis findet bei der gleichgerichteten Diskussion von Bodenwerten auch J. v. Hann¹⁵⁾.

4. Der Verlauf der interdiurnen Temperaturänderungen mit der Höhe.

In Figur 1 sind die Jahresmittel der interdiurnen Temperaturänderungen mit der Höhe aufgetragen. Es stellt darin die Ordinate die geometrischen Höhen über



Figur 1

Jahresmittel der interdiurnen Temperatur-Zu- und -Abnahmen

NN und die Abszisse die interdiurnen Temperaturänderungen dar. Positive (= Zunahmen) und negative Werte (= Abnahmen) sind hier (und in Figur 2) im Gegensatz

zu den späteren Zeichnungen absichtlich auf derselben Seite der Abszisse aufgetragen, um den Vergleich der beiden Kurvenzüge zu erleichtern.

Die Jahresmittel der 24-stündigen Temperaturzunahmen, die in keiner Weise ausgeglichen wurden, setzen bei 1000 m Höhe mit 3.4° ein, sie sinken dann zunächst auf 3.0° bei 3000 m ab, um darauf zwischen 4 und 10 km den Wert 3.5° im wesentlichen zu halten. Von hier ab aufwärts erfolgt ein plötzlicher Anstieg auf 4.4°, der bis 12 km erhalten bleibt, um dann gleichmäßig auf 2.5°, also auf das absolute Minimum, bei 16 km abzusinken.

Von der Temperaturzunahme unterscheidet sich die Kurve der Abnahmen zunächst in ihrem unteren Teile dadurch, daß sie von 1 km Höhe ab, wo sie mit 3.5° einsetzt, gleichmäßig auf 3.8° bei 5 km ansteigt. Darüber fällt sie mit geringfügigen Schwankungen wieder auf 3.5° bei 10 km, um in einem weiteren Anstieg wieder den Maximalwert 3.8° zu erreichen. Sie steigt also auf keinen so ausgeprägten Maximalwert in der unteren Stratosphäre wie ihre Schwesterkurve. Von 12 km ab strebt sie dann wie diese ihrem Minimum mit 2.7° bei 16 km zu.

Beide Kurvenzüge zeigen also, obwohl die zugrundeliegenden Jahresmittelwerte in keiner Weise ausgeglichen wurden, einen sehr einfachen und klaren Verlauf und sind auch ihren Absolutwerten nach ziemlich gleich. Sie haben weiterhin gemeinsam, daß sie in der Troposphäre nur sehr geringen Schwankungen unterworfen sind, während bei Annäherung an die unterste Stratosphäre die Kurve der Temperaturzunahmen wesentlich kräftiger ansteigt als diejenige der Abnahmen. Dies tritt, wie im späteren gezeigt werden kann, in den Einzelwerten noch viel deutlicher in Erscheinung. Oberhalb 12 km erfolgt dann bei den Jahresmitteln ein gleichmäßiger Abfall, der bei 16 km, bis wohin die Berechnungen reichen, bei beiden Kurven zum absoluten Minimum führt.

5. Die Maximalwerte der interdiurnen Temperaturänderungen.

Definitionsgemäß sind Maxima Spitzenwerte, sie müssen also streuen, besonders wenn ihnen ein verhältnismäßig wenig umfangreiches Beobachtungsmaterial zugrunde liegt. Ihre zeichnerische Darstellung hätte daher wenig Zweck. Wohl aber erschien es erforderlich, sie in den Tabellen 3 (Zunahmen) und 4 (Abnahmen)

TABELLE 3

Maxima der interdiurnen Temperatur-Zunahmen

Höhe in → km	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
I	8.7	10.2	7.4	12.1	12.8	12.8	11.0	10.7	8.8	8.1	13.2	13.3	11.8	10.2	9.4	8.6	8.8	—
II	7.6	11.4	8.3	10.4	8.9	9.4	10.4	11.0	10.0	13.8	12.1	13.4	10.4	6.0	3.0	2.1	3.3	—
III	8.0	4.9	3.5	3.8	3.2	10.7	10.8	9.0	8.6	5.2	6.8	11.8	8.0	7.6	6.3	3.2	3.4	5.0
IV	11.3	5.7	3.9	4.2	4.6	6.0	5.9	5.5	4.8	6.6	9.8	15.4	11.9	3.1	—	—	—	—
V	11.2	9.0	7.6	10.2	8.5	9.0	10.3	13.0	15.9	8.6	13.5	15.3	12.8	10.2	5.3	4.9	7.1	7.5
VI	9.7	8.7	9.2	7.7	9.9	13.7	16.4	7.6	8.9	11.8	18.4	17.6	14.5	12.2	12.0	4.2	4.2	—
VII	5.9	5.1	4.9	5.3	5.3	4.9	6.6	8.1	9.5	10.7	11.8	13.0	11.0	4.0	2.1	—	—	—
VIII	5.0	7.0	6.5	6.5	8.2	9.3	10.0	10.0	13.5	16.1	15.5	17.1	16.6	5.9	4.2	—	—	—
IX	8.5	6.9	5.3	7.8	8.6	9.4	10.0	11.8	13.2	14.6	13.0	10.9	14.7	9.7	6.8	—	—	—
X	6.2	6.9	6.7	7.9	7.0	10.1	11.0	11.5	8.7	7.2	6.7	5.6	4.0	3.4	5.9	—	—	—
XI	5.8	5.5	7.6	11.6	11.0	11.4	16.5	14.2	14.9	15.5	17.0	7.2	7.2	5.4	3.7	1.8	1.8	1.6
XII	8.3	11.9	15.5	12.1	15.7	14.4	13.5	15.6	9.0	7.5	12.5	15.3	13.6	7.8	4.1	4.1	4.4	3.8
Jahr Absol. Max.	11.3	11.9	15.5	12.1	15.7	14.4	16.5	15.6	15.9	16.1	18.4	17.6	16.6	12.2	12.0	(8.6)	(8.8)	(7.5)
Jahr Mittl. Max.	6.4	8.6	7.2	8.3	8.6	9.3	11.0	10.7	10.5	10.5	12.6	13.0	11.4	7.2	5.7	(4.1)	(4.7)	(4.4)

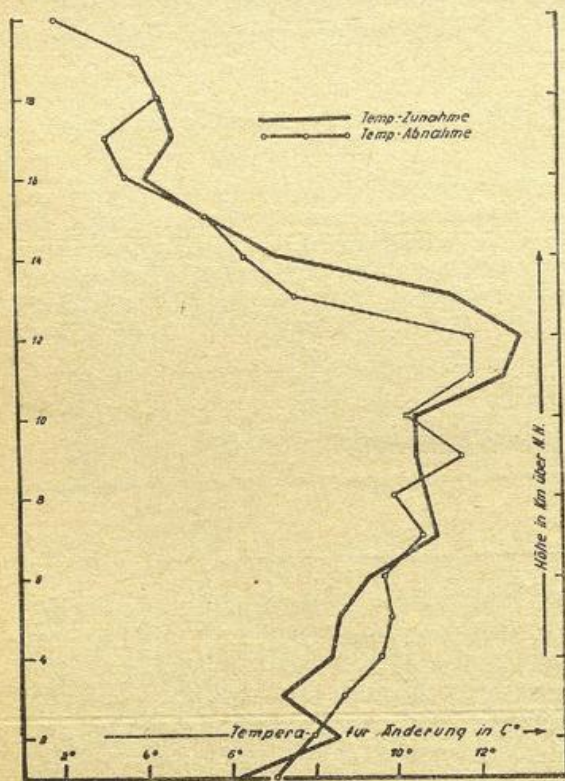
hier wiederzugeben, weil solche Werte nach Kenntnis des Verfassers in dieser Form erstmalig erscheinen und für die Berechnung von Brechungs- und Beugungserscheinungen der elektromagnetischen Wellen wertvolle Unterlagen bilden.

Den Aerophysiker dürften dagegen mehr die mittleren Jahresmaxima, die durch Mittelbildung für die einzelnen Höhenstufen für die 12 Monate berechnet wurden, interessieren. Sie lassen die bereits im vorstehenden Abschnitt 4 festgestellten sehr ähnlichen

TABELLE 4
Maxima der interdiurnen Temperatur-Abnahmen

Höhe in km ↓ Monate	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
I	6.0	7.4	11.6	10.6	10.4	19.2	16.9	11.5	10.2	14.9	17.0	15.0	12.0	12.5	2.0	1.8	2.6	—
II	9.7	11.3	12.5	14.2	12.7	10.7	9.2	8.2	7.5	10.0	14.3	15.2	8.1	7.0	7.0	4.2	1.8	—
III	6.8	6.1	6.3	7.0	6.4	9.3	10.3	12.9	13.9	8.6	10.5	6.1	7.0	6.9	7.2	2.9	—	—
IV	4.0	4.6	4.1	14.9	14.6	3.4	11.3	9.2	12.5	11.3	10.5	8.9	4.8	2.9	1.0	—	—	—
V	10.5	6.0	8.9	9.3	9.0	8.2	6.8	6.6	10.9	9.8	9.0	8.0	3.2	2.0	2.4	—	—	—
VI	14.2	12.8	12.0	7.2	8.0	8.1	8.4	8.5	9.4	11.0	10.8	12.1	11.8	12.0	10.9	7.2	6.7	5.9
VII	7.8	5.5	4.3	4.8	5.5	4.6	11.1	9.2	9.5	12.8	15.3	14.4	11.6	5.7	4.7	—	1.2	—
VIII	4.4	5.2	5.5	5.5	5.7	7.4	6.0	4.4	5.0	5.9	8.7	16.7	3.7	2.1	2.8	—	—	—
IX	6.1	9.6	10.3	10.5	13.0	8.4	11.1	9.6	12.0	13.6	15.3	16.7	9.2	10.6	12.2	0.6	2.0	3.0
X	6.6	11.4	9.9	11.9	11.6	11.6	11.5	13.9	15.3	7.6	8.2	11.3	5.0	5.3	7.9	1.5	—	—
XI	4.1	9.5	7.2	6.3	7.1	12.0	13.9	14.8	11.0	8.8	9.4	4.7	4.0	2.3	0.7	—	—	—
XII	4.9	6.1	12.0	13.7	14.7	13.8	14.3	10.8	10.0	10.0	13.6	14.0	12.3	9.3	9.3	6.2	4.4	4.2
Jahr Absol. Max.	14.2	12.8	12.5	14.9	14.7	19.2	16.9	14.8	15.3	14.9	17.0	16.7	12.3	12.5	12.2	7.2	6.7	5.9
Jahr Mittl. Max.	7.1	8.0	8.7	9.6	9.9	9.7	10.8	10.0	11.6	10.3	11.9	11.9	7.7	6.5	5.7	3.5	3.1	4.4

Merkmale wieder erkennen: Die beiden Kurvenzüge laufen, wie aus Figur 2 ersichtlich ist, weitgehendst



Figur 2
Mittlere Jahres-Maxima der interdiurnen Temperatur-Änderungen

gleichartig und sind unter sich auch nach ihren Absolutwerten genommen ziemlich gleich. Beide steigen von 1 km ab, von nur geringfügigen Schwankungen abgesehen, die schon bei einfachster Ausgleichung verschwinden würden, gleichmäßig bis 12 km an, um von da ab etwas rascher als der Anstieg erfolgte, abzusinken

und bei 18 km, bis wohin die Beobachtungen die erforderliche Häufigkeit aufweisen, ihr absolutes Minimum zu erreichen.

Maxima sind im wesentlichen Zufallswerte, besonders bei einer Reihe, die wie die vorliegende auf terminmäßigen Sondierungen und nicht wie etwa in der Bodenklimatologie auf laufenden Beobachtungen basieren. Es kommt daher ihren Absolutwerten aerophysikalisch auch keine besondere Bedeutung zu. Daher soll die Diskussion der in den Tabellen 3 und 4 enthaltenen Werte auf das Vorstehende beschränkt bleiben.

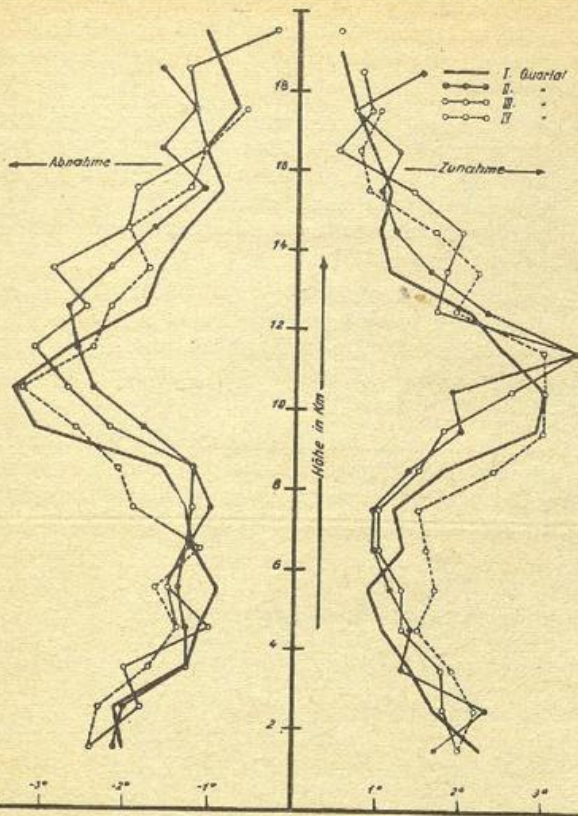
6. Der jahreszeitliche Verlauf der interdiurnen Temperaturänderungen.

Zur überschlägigen Feststellung, ob überhaupt ein jahreszeitlicher Gang bei den interdiurnen Temperaturänderungen vorhanden ist, erschien zunächst die Zusammenfassung der Werte zu Quartalsmitteln am aufschlußreichsten, wobei den einzelnen Monaten das jedem nach der Zahl der Beobachtungen zukommende Gewicht beigelegt wurde. Die Werte wurden in keiner Weise, weder rechnerisch noch graphisch, ausgeglichen.

Die so erhaltenen Quartalsmittel sind in Figur 3 dargestellt. Darin bildet wie im Vorangegangenen die Ordinate die Höhenskala in km über NN und die Abszisse stellt die interdiurne Temperaturänderung dar, mit dem Unterschied gegen die Figuren 1 u. 2, daß die Zunahmen im positiven und die Abnahmen im negativen Teil eingetragen sind.

Auf den ersten Blick fällt die weitgehende Symmetrie zwischen den Zu- und Abnahmen auf, die man bei den einzelnen Quartalen z. T. bis ins einzelne verfolgen kann und zwar sowohl im allgemeinen Verlauf als auch in den Absolutwerten.

Am ruhigsten ist der Verlauf der beiden Kurven des I. Quartals. Von einem sekundären Maximum, das wahrscheinlich am Erdboden selbst aufsitzt, streben beide Linien dem gleichen Minimum bei 5.5 km mit $\pm 0.9^{\circ}$ zu. Von hier an aufwärts ist zunächst bis 8.5 km Höhe ein langsames und darüber ein rascheres An-



Figur 3

Quartalsmittel der interdiurnen Temperatur-Änderungen

steigen der interdiurnen Temperatur-Änderungen festzustellen. Das Maximum wird dann in beiden Fällen bei 10.5 km erreicht und beträgt 3.0 bzw. 3.4°. Darüber erfolgt dann stetige Abnahme der Werte auf ein Minimum bei etwa 16 km.

Im allgemeinen Aufbau ziemlich gleich sind auch die Kurvenzüge der 3 anderen Quartale, jedoch müssen einige spezifische Eigenschaften hier noch herausgestellt werden, nämlich: Bis 5.5 km zeigt das I. Quartal die niedrigsten und das IV. Quartal die höchsten Werte der Temperatur-Änderungen von Tag zu Tag. In der darüber liegenden Schicht bis zum absoluten Maximum sind die Werte beider Quartale, die zusammen das

Winterhalbjahr ergeben, wesentlich (um 1—2°) höher als die des Sommerhalbjahres. Oberhalb des absoluten Maximums ist die interdiurne Temperatur-Änderung im I. Quartal am geringsten.

Bei den beiden Quartalen des Sommerhalbjahres sind die Maxima und Minima ziemlich verwaschen. Die 4 Kurvenäste des Sommerhalbjahres streben vom Boden, wo auch für sie das sekundäre Maximum liegt, einem Minimum zu, das höhenmäßig zwischen 4 und 8 km streut. Darüber streben auch die Kurven der sommerlichen Quartale rasch ihren absoluten Maximalwerten zu. Die Höhenverteilung dieser Punkte zeigt einen jahreszeitlichen Gang, nämlich:

Quartal	- Δ T	+ Δ T
I.	10.5	10.5
II.	11.5	11.5
III.	12.5	11.5
IV.	10.5	10.5 km

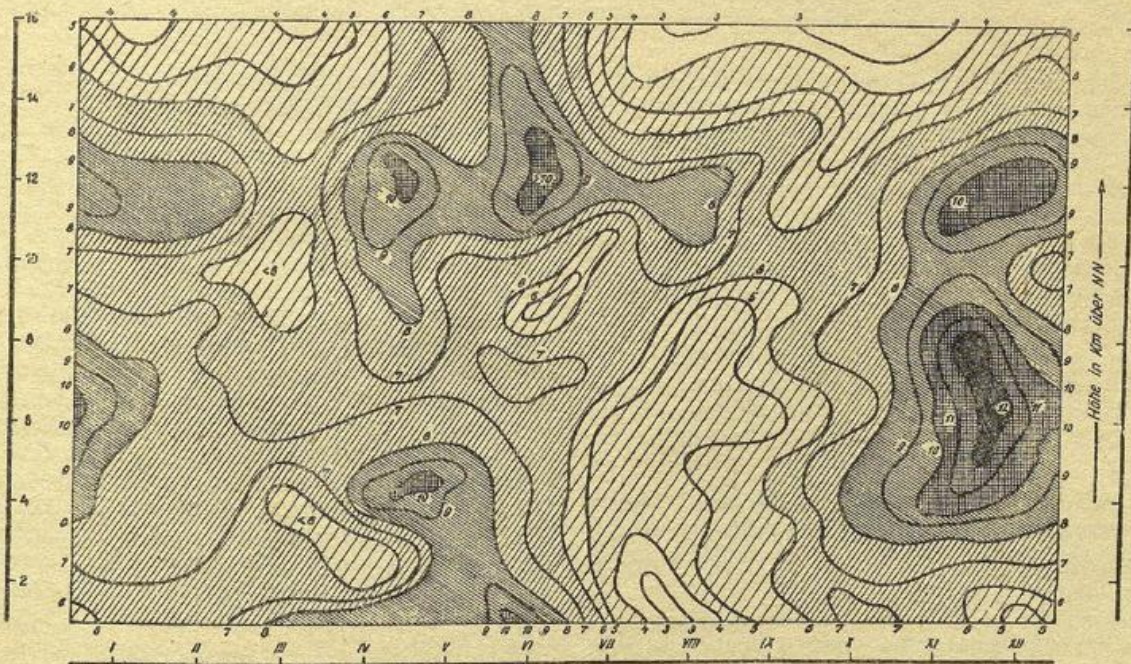
Alle Kurvenzüge streben über ihrem Maximalpunkt ziemlich gleichmäßig dem absoluten Minimum zu, das dicht bei 16 km Höhe erreicht wird.

Die Anzahl der Beobachtungen aus Höhen über 16 km scheint mir für einen sicheren Schluß, daß von hier ab ein erneutes Wachsen der Δ T-Werte erfolgt, nicht ausreichend zu sein, doch sprechen mehrere Anzeichen dafür.

Aus den Quartalswerten läßt sich also ein jahreszeitlicher Gang sowohl für den Betrag des Δ T wie für die Höhenlage der absoluten Maxima der Quartalsmittelwerte feststellen. Es ist daher der Versuch lohnend, diese Erscheinungen bis in weitere zeitliche Unterteilungen zu verfolgen, was zur Darstellung der Monatsmittelwerte der interdiurnen Temperatur-Änderungen in Isoplethenform führte.

Am augenfälligsten mußte das Bild der Amplituden dieser Änderungen werden, wobei also die Summen der Absolutwerte der Zu- und Abnahmen gebildet wurden.

In Figur 4, wo diese Amplituden der interdiurnen Temperatur-Änderungen dargestellt sind, werden die Höhen als Ordinate und die Zeit, d. h. die Monate als Abszisse aufgetragen. Die Punkte gleicher Amplitude sind von Grad zu Grad durch Kurven verbunden und, um das Bild plastischer zu gestalten, sind schließlich noch die Schichten von 2° zu 2° gestrichelt getönt.



Figur 4

Amplitude der interdiurnen Temperatur-Änderungen

Schon beim ersten Blick auf diese Darstellung fallen in der Troposphäre 2 Gebiete stärkster Amplitude ($\Delta T = -10$ bzw. $12^{\circ}/24$ Std.) auf: im Frühjahr und im Spätherbst. Es ist klar, daß sich hier, synoptisch gesprochen, die in diesen Jahreszeiten herrschende starke zyklonale Tätigkeit ausdrückt, mit den schroffen Wech-seln der Luftmassen aus arktischen und gemäßigten Breiten bzw. aus den Tropen. Ebenso tritt die verhält-nismäßige Ruhe im Januar und Februar im Isoplethen-bild in Erscheinung, wo die osteuropäische Antizyklone unser winterliches Wetter beherrscht. Entsprechend bil-den sich natürlich auch die Schönwetterperioden des Sommers ab.

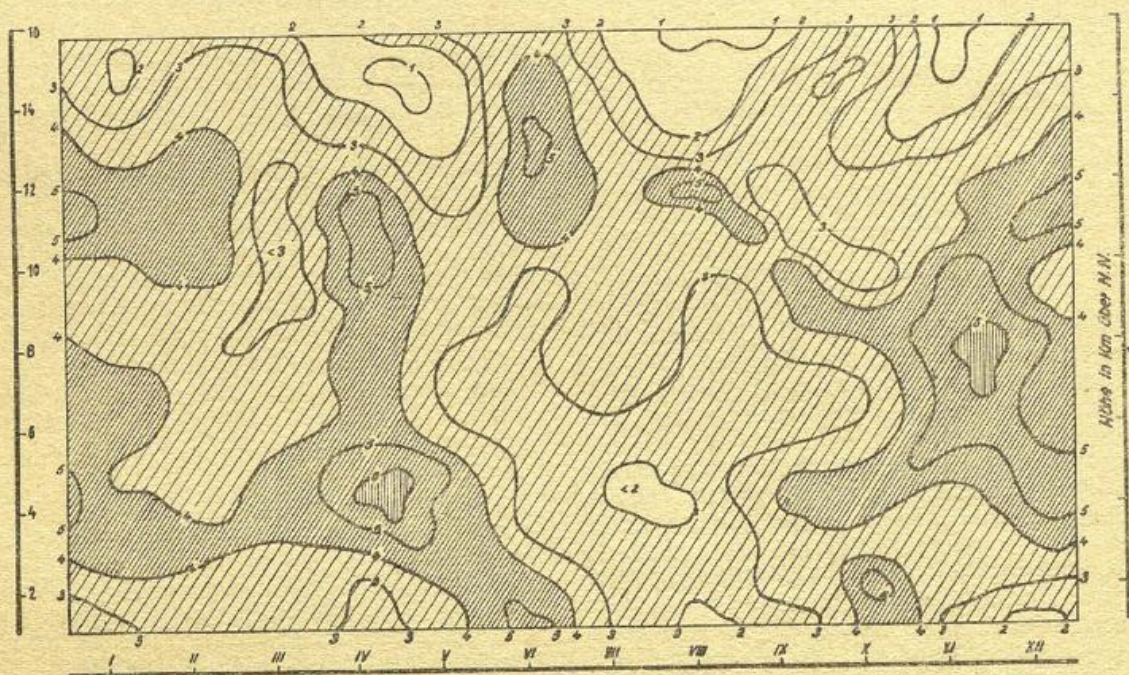
Diese Vorgänge in der Troposphäre werden von gleichartigen in der unteren Stratosphäre bzw. Tropo-pause begleitet. Es muß jedoch auf einen wesentlichen Unterschied zwischen den beiden Zentren hoher inter-diurner Aktivität in der Troposphäre hingewiesen wer-den: Das Maximum der Amplituden liegt im Herbst in Höhen zwischen 4 und 8 km, während sich die maxi-

malen interdiurnen Temperaturänderungen im Früh-jahr in den untersten 4—5 km abspielen, in beiden Fäl-len begleitet von entsprechenden „Umwälzungen“ in der Tropopause.

Schließlich deutet sich im Hochsommer in den Höhen über 15 km noch ein Zentrum starker interdiurner Temperaturänderungen an, das aber wegen zu geringer Zahl der Beobachtungen als nicht genügend belegt an-gezeigt werden könnte und daher hier auch nicht diskutiert werden soll.

Um nun der Dynamik dieser Erscheinungen etwas näherzukommen, erschien die Aufteilung des Beob-achtungsmaterials in Zu- und Abnahmen nützlich. Ihre Darstellung in der gleichen Isoplethenform wie Figur 4 ist in Figur 5 und 6 durchgeführt.

Betrachten wir zunächst die interdiurnen Temperatur-*Abnahmen* der Figur 5, so sehen wir, wie sich das Aprilwetter als Kälteeinbrüche großen Ausmaßes bis in die Tropopause und untere Stratosphäre reichend dar-



Figur 5
Jahresverlauf der interdiurnen Temperatur-Abnahmen

stellt. Und das ist wohl begründet; denn zu Beginn des Frühlings in unseren Breiten sind die Temperaturunter-schiede zwischen äquatorialen und polaren Gebieten — in letzteren hat die Eisschmelze noch nicht in großem Umfange begonnen — am gewaltigsten; es müssen da-her die interdiurnen Temperaturänderungen, soweit sie Abnahmen sind und somit einen Integralwert über die Kälteeinbrüche repräsentieren, in der Frühlingszeit auch am kräftigsten, durchgreifendsten und auch verti-kal am bedeutendsten sein.

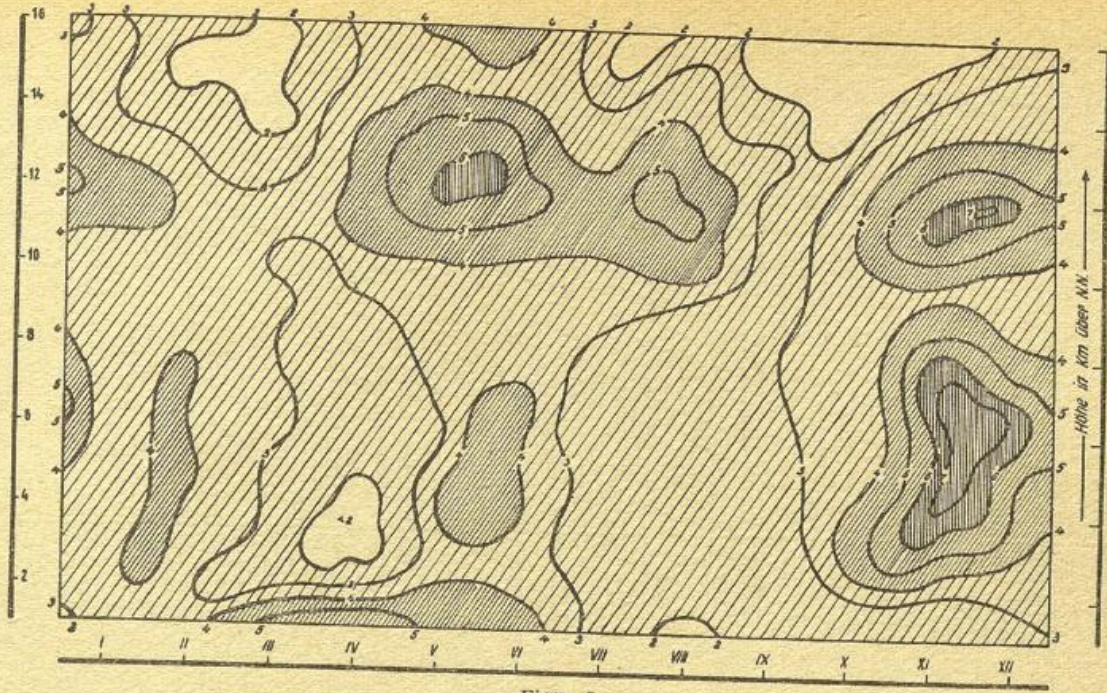
Vice versa gilt das gleiche für das herbstliche Ak-tionszentrum; denn dann hat in der Arktis bereits wie-der die Polarnacht eingesetzt und die von dort heran-flutenden Luftmassen waren lediglich der Abkühlung ausgesetzt.

Die Paralleltät der Erscheinungen in beiden Gebieten ist jedoch verschwunden, sobald wir uns den Isoplethen der interdiurnen Temperatur-*Zunahmen* in Figur 6 zuwenden.

Als Ergebnis des aus Figur 5 gefolgerten können wir feststellen, daß das Frühlings- und Herbst-Maximum der interdiurnen Temperaturabnahmen vor allem als Ursache die zu diesen Zeiten herrschenden großen Tem-

peraturoegensätze zwischen arktischen und äquatorialen Regionen hat. Wohl folgt im Herbst rasch ein Tiefdruck-wirbel dem anderen, d. h. der Abkühlung auf der Rückseite des ersten Tiefs folgt sofort die Erwärmung auf der Vorderseite des nächsten usw. Im Frühjahr je-doch finden wir dort, wo in Figur 5 das Maximum der Abkühlung gelegen hatte, ein ausgesprochenes Minimum der interdiurnen Temperaturzunahme. Es herrscht also im Frühling nicht das rasche Auf und Ab der durch-ziehenden Zyklonen. Betrachten wir die beiden Vor-gänge synoptisch, so müssen wir feststellen, daß dies gar nicht anders sein kann; denn im Herbst erfolgt der Durchzug der Zyklonen vom Ozean her über Mittel- und Nord-Europa hinweg ungehindert nach Osten, weil es dort noch verhältnismäßig warm ist. Im Frühjahr da-gegen wandern die Tiefdruckwirbel der Wärme folgend meist über die Golfstromgegend nach Norden bzw. Nord-osten und unsere Gegenden erhalten dann nur die auf ihrer Rückseite nach Süden sich ergießenden arktischen Kallluftausbrüche, deren Luftmassen nur sehr langsam durch Einstrahlung sich dem mitteleuropäischen Klima assimilieren.

Verhältnismäßige Ruhe herrscht sowohl in den Iso-plethen der interdiurnen Temperatur-Zu- wie -Ab-



Figur 6
Jahresverlauf der interdiurnen Temperatur-Zunahmen

nahmen in den Monaten Februar und März, wo Mitteleuropa häufig im Bereich einer Brücke vom Azoren- zum osteuropäischen Hoch liegt. Ähnlich ist die Wetterlage dann noch im III. Quartal, das über Mitteleuropa

auch meist nur sehr geringe zyklonale Tätigkeit aufweist. Diese schwachen interdiurnen Temperaturänderungen sind bis in die Stratosphäre hinein feststellbar.

III.) Interdiurne Änderungen des Temperatur-Gradienten.

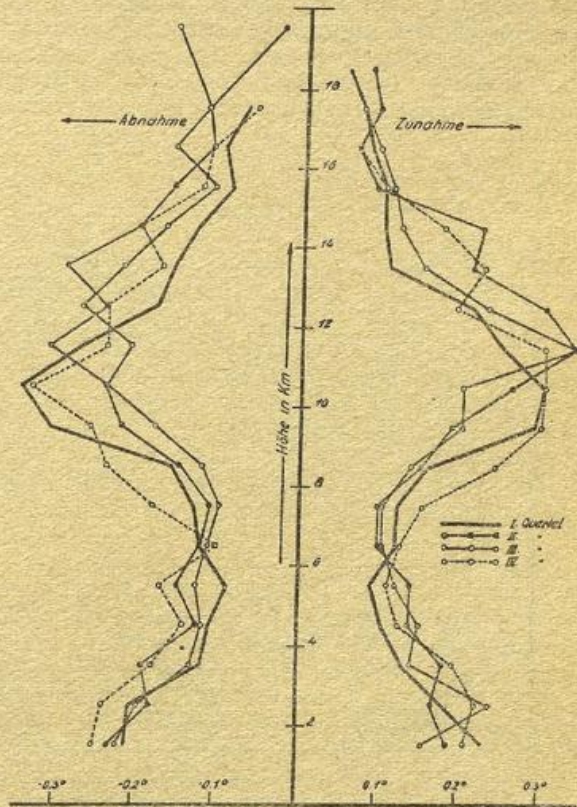
7. Die Berechnung der Werte „Interdiurne Temperatur-Gradienten“.

Die Grundlage für die Untersuchungen des II. Teils dieser Abhandlung bildeten Tabellen, in denen aus den Serien von mindestens 2 an aufeinanderfolgenden Tagen gestarteten Registrierballonen die Temperaturwerte eingetragen waren, die zu den einzelnen Tausendmeter-Stufen gehören. Daraus waren dann in einer weiteren Tabellenserie die interdiurnen Änderungen der wahren Temperatur in den einzelnen Tausendmeter-Niveaus gebildet worden, indem man den Wert des n^{ten} Tages von dem des (n-1)^{ten} Tages abzog.

Aus den letztgenannten Tabellen lassen sich nun weiterhin die interdiurnen Änderungen der Temperatur-Gradienten ableiten, indem man den Wert des höheren Niveaus von dem des tieferen abzieht, so daß man also bei Erwärmung positive und bei Abkühlung negative Werte erhält.

Die Arbeitstabellen sind der Einfachheit halber alle für die Tausendmeterstufen entworfen und es werden davon nur diejenigen, die in diese Abhandlung aufgenommen werden, noch durch 10 dividiert, um auf die allgemein gebräuchliche Definition des Temperaturgradienten, wo alle Werte auf das 100-m-Intervall in der Vertikalen bezogen werden, zu kommen.

Die nachfolgenden Ausführungen zeigen, daß man durch den Übergang von den Temperaturänderungen auf die Änderungen der Temperaturgradienten infolge weitgehender Ausschaltung des Einflusses der vertikal angrenzenden Schichten genaueren Einblick in die physikalischen Vorgänge erhält (vergl. auch A. Wegener¹⁶).



Figur 7
Quartalsmittel der interdiurnen Änderungen des Temperatur-Gradienten

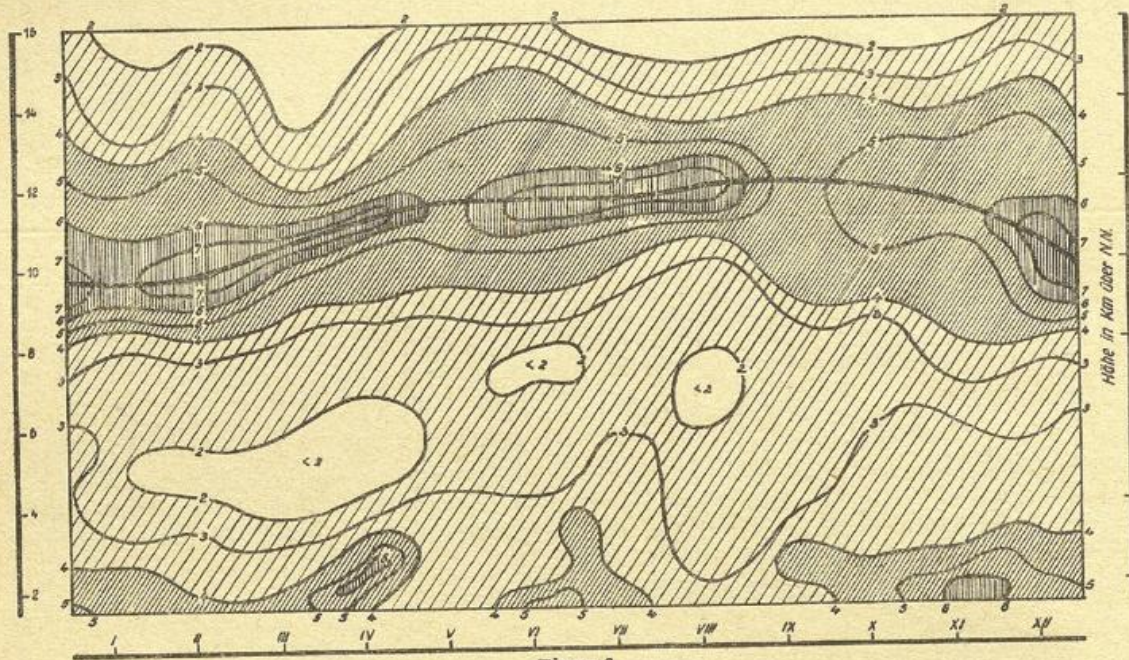
8. Verlauf der interdiurnen Änderungen des Temperatur-Gradienten mit der Höhe und der Zeit.

Entsprechend der Figur 3 (Quartalsmittel der interdiurnen Temperaturänderungen) wurden auch für die interdiurnen Änderungen des Temperatur-Gradienten die Quartalsmittel errechnet und in Figur 7 dargestellt. Beide Figuren ähneln sich bis in Kleinigkeiten, so daß wir uns hier kurz fassen können: Zunächst herrscht ziemlich Symmetrie zwischen den Zu- und Abnahmen der Gradienten. Auch die jahreszeitlichen Höhenschwan-

kungen des Maximums bei 10 bis 12 km Höhe treten scharf heraus. Die Minima in 16 km Höhe werden ebenfalls festgestellt.

An Zahlenwerten ist zu nennen: Minima bei 6 km $0.11^{\circ}/24$ Std und bei 17 km $0.075^{\circ}/24$ Std und 100 m. Das mittlere Maximum des Quartals bei 13.5 km beträgt 0.34.

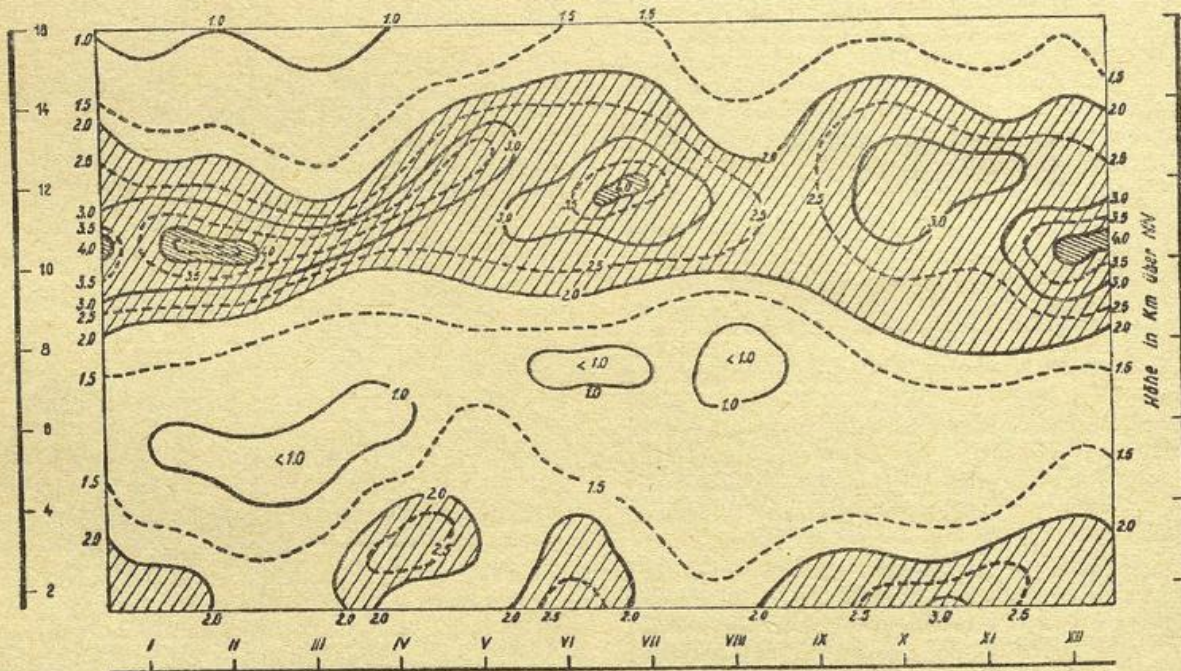
Die weitgehende Parallelität verschwindet, sobald man unter Hinzunahme der Zeit zur Isolethendarstellung der Änderungen der Temperaturgradienten übergeht. Schon rein äußerlich treten die Unterschiede deutlich



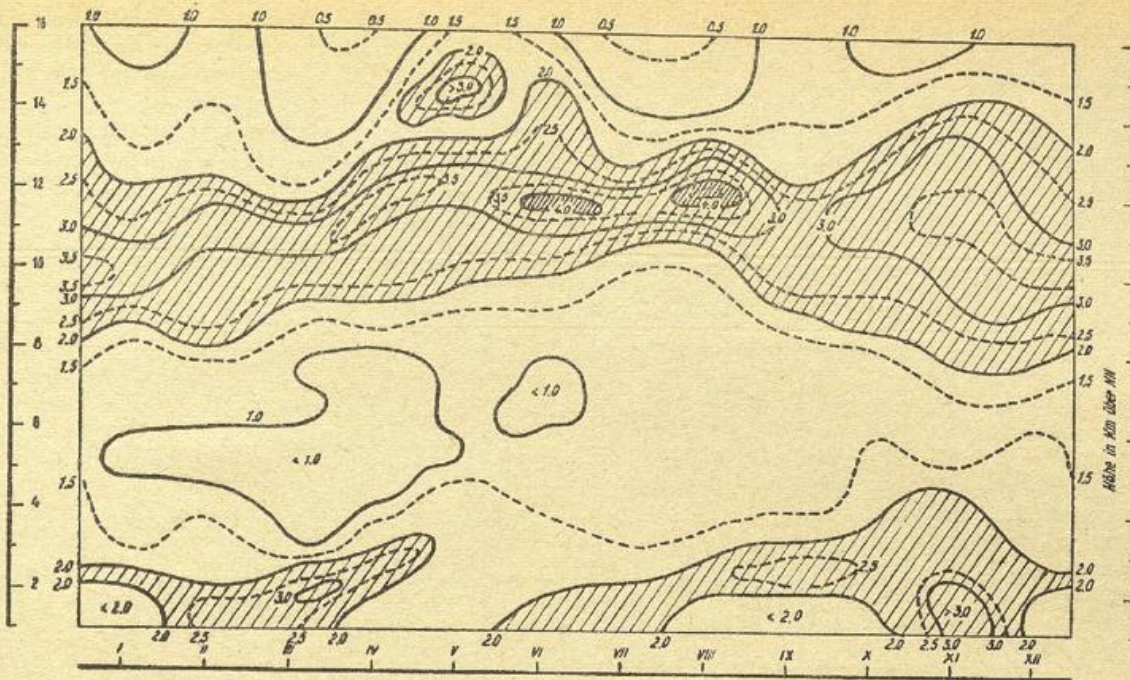
Figur 8
Amplitude der Monatsmittel der interdiurnen Änderungen des Temperatur-Gradienten (Einheit $0.1^{\circ}/24$ Std.)

heraus; denn bei den Figuren 4, 5 und 6 war ein vertikaler Verlauf der Iso-Linien vorherrschend, in den Figuren 8, 9 und 10 dagegen beherrscht die Horizontalorientierung das Bild. Vor allem aber treten dadurch, daß die Gradienten nur die Änderungen in den betreffenden Schichten wiedergeben und die Beeinflussung

durch die vertikal benachbarten Zonen weitgehend ausgeschaltet ist, die Störungszentren viel schärfer heraus. In allen 3 Isolethendarstellungen, nämlich in den Amplituden der Monatsmittel sowie in den Monatsmitteln der interdiurnen Zu- und Abnahmen der Temperatur-Gradienten, können wir 2 solche Gebiete fest-



Figur 9
Interdiurne Zunahmen des Temperatur-Gradienten (Einheit $0.1^{\circ}/24$ Std.)



Figur 10
Interdiurne Abnahmen der Temperatur-Gradienten.
(Einheit 0.1°/24 Std.)

stellen: eine am Boden aufsitzende Zone, die je nach der Jahreszeit bis in Höhen von 2—4 km reicht, und eine obere Zone maximaler interdiurner Gradientänderungen, deren Höhenlage ebenfalls jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen ist und sich im Mittel etwa von 9—13 km erstreckt. Zwischen diesen beiden Zonen maximaler interdiurner Änderungen des Temperaturgradienten liegt die Troposphäre mit wesentlich geringeren Änderungen. Auch in der Stratosphäre selbst sind diese Größen sehr klein, teilweise finden sich dort sogar noch niedrigere Werte als in der Troposphäre. Faßt man diese Isolethenbilder zusammen, so ergibt sich, daß in den Schichten bis 20 km 2 große Luftmassen dominierend sind: die Strato- und die Troposphäre und zwar treten die größten interdiurnen Änderungen des Temperaturgradienten dort auf, wo die Troposphäre auf dem Erdboden aufsteht.

Einzelwerte werden am besten den Figuren selbst entnommen, wobei darauf aufmerksam gemacht wird, daß die Einheit der Isolines Zehntelgrad/24 Stunden und 100 m Höhendifferenz ist. Nur auf einen Punkt sei hier noch hingewiesen; das ist die strichpunktierte Linie der Figur 8, die durch die Punkte stärkster interdiurner Änderungen des Temperaturgradienten gelegt ist. Im Hochwinter (Januar) senkt sie sich auf 9 km herab und im Spätsommer (August—September) steigt sie auf 10.5 km an. Wir haben so eine Darstellung der jahreszeitlichen Höhengschwankung der Grenze zwischen Tropo- und Stratosphäre.

9. Schlußfolgerungen aus dem Vorstehenden. Zonen der Atmosphäre.

Die vorstehenden Berechnungen und Überlegungen führen zu der Vorstellung, daß unsere Troposphäre an ihrer unteren und oberen Begrenzung von je einer Brandungszone eingeschlossen wird.

Die untere Brandungszone wird in ihrem untersten Teil bis etwa 2 km durch die Reibung der nach den Strömungsgesetzen und entsprechend der jeweiligen Luftdruckverteilung flutenden Luftmassen an der festen und flüssigen Erdoberfläche am stärksten beeinflusst.

Die obere Brandungszone liegt dort, wo die nach ihrer aerophysikalischen Geschichte und damit

ihren Eigenschaften verschiedenen Luftmassen der Tropo- und Stratosphäre übereinander hinwegströmen.

Von diesem Grundgedanken ausgehend und unter Berücksichtigung einer Studie über Lindenberger Inversionen glaubt der Verfasser einen Beitrag zu der augenblicklich wieder aktuell gewordenen Frage nach der Unterteilung der Atmosphäre beisteuern zu können.

Die erste Unterteilung unserer Atmosphäre wurde durch Aßmann¹⁷⁾ und Teisserenc de Bort¹⁸⁾ gegeben, als beide gleichzeitig, aber unabhängig voneinander, die „hohe Inversion“ oder Stratosphäre entdeckten. Schon 1905, also 3 Jahre später, gab dann Teisserenc de Bort¹⁹⁾ eine schärfere Unterteilung in 3 Etagen, die ihm durch den Verlauf der Isothermen in den Isolethen-Darstellungen regelmäßiger Sondierungen (Fesselaufstiege und Registrierballone) gegeben schienen, nämlich:

- 1.) Die untere Zone von 0 bis 2 oder 3 km: sehr unruhiger Verlauf der Isothermen,
- 2.) Die mittlere Zone von 3 bis 9 km: vorwiegend horizontaler Verlauf der Isothermen, da diese Schicht arm an Inversionen.
- 3.) Die große Inversion mit darüber liegender Isothermie: Im unteren Teil vielfach geschlossene Kurvenzüge der Isothermen (Inversionen) und darüber vertikaler Verlauf nach oben (Isothermie).

Auf Grund ihrer Bearbeitungen der Registrierballone bringen dann A. Schmauß²⁰⁾ und A. Wegener²¹⁾ verschiedene Beiträge zur genaueren Unterteilung der Atmosphäre. Auch W. Peppeler (l. c.) weist in mehreren Bearbeitungen des Lindenberger und Münchener aerologischen Materials auf weitere Einzelheiten für die Unterteilung der Atmosphäre hin. W. Georgii²²⁾ bezeichnet dann in seiner Flugmeteorologie die unteren 1000 m unserer Lufthülle als „Brandungszone der Atmosphäre“. Wenn der Verfasser diese Bezeichnung auch für die obere Grenzschicht der Troposphäre gebraucht, so ist er sich dessen wohl bewußt, daß für die obere Grenzschicht der Begriff „Brandung“ nicht voll erfüllt ist. Es ist zwischen den beiden Brandungszonen in Bodennähe und in rund 10 km etwa derselbe Unterschied wie zwischen einer auf die Küste auflaufenden Dünung und der Grenzzone der Dünung einer Bucht mit der in der offenen See. Trotzdem möge es gestattet sein, hier den Begriff der Brandung zu gebrauchen.

In neuerer Zeit befaßten sich dann Flohn und Pennendorff²³⁾ sowie zuletzt Schneider-Carius²⁵⁾ mit der gleichen Frage.

In Figur 11 wurden nun diese beiden Einteilungen der Atmosphäre und eine weitere des Verfassers dieser Abhandlung, die sich auf die Ergebnisse der vorliegenden

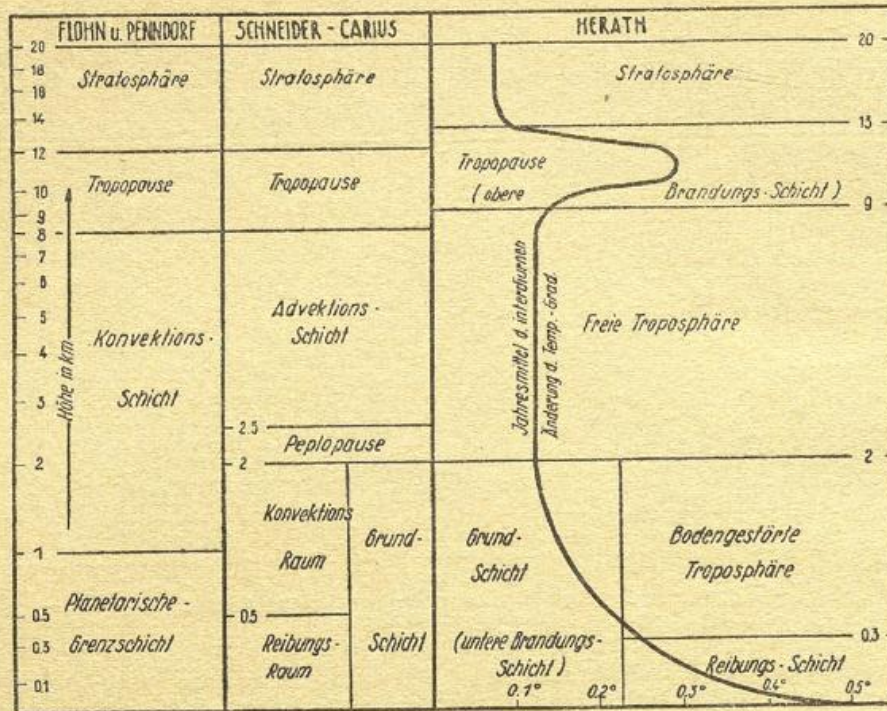


Fig. 11
Unterteilung der Atmosphäre

Untersuchung und seiner Studie über die Lindenberginversionen stützt, nebeneinander gestellt. Dabei wurde bewußt einerseits auf die Höhen über 20 km verzichtet. Näheres darüber ist aus der zusammenfassenden Arbeit von Zenneck²⁴⁾ zu ersehen. Andererseits wurde auch nicht auf die Unterteilung der bodennächsten Luftschichten (unter 10 m) eingegangen, ohne dadurch auch nur im geringsten deren ausschlaggebende Bedeutung für das tierische und pflanzliche Leben unterschätzen zu wollen (R. Geiger²⁶⁾).

Die Höhenskala wurde wegen der besseren Übersichtlichkeit logarithmisch aufgetragen. Von links nach rechts wurden entsprechend ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge zunächst die Unterteilung der Atmosphäre von Flohn und Pennendorff daran anschließend die Einteilung nach Schneider-Carius gebracht, der sich schließlich die Vorschläge des Verfassers anschließen. Dies erschien am richtigsten, da alle drei aufeinander auf- und hoffentlich auch weiterbauen.

Schon der erste Blick auf diese Darstellung zeigt, daß alle 3 Vorschläge sich nicht in grundsätzlichen Punkten unterscheiden und daß fernerhin die Unterschiede bezüglich der Unterteilung und Namensgebung für die oberen Zonen am geringsten sind. Es dürfte sich daher empfehlen, dort mit der vergleichenden Betrachtung zu beginnen.

Die in der gesamten aerologischen Literatur seit Jahrzehnten bekannten und daher eingewurzelten Bezeichnungen „Stratosphäre“ und „Tropopause“ werden allgemein beibehalten. In puncto Abgrenzung stimmen die Angaben des Verfassers mit denen der beiden anderen Autoren insofern nicht völlig überein, als diese die Tropopausenhöhe mit 8—12 km angeben, während der Verfasser sie auf 9—13 km verlegt. Dies hat seinen Grund darin, daß das Jahresmittel der interdiurnen Änderungen des Temperaturgradienten, das in schematischer Darstellung eingetragen ist, in diesen Höhen die gewaltige Ausbuchtung zu ihrem absoluten Maximum hat. Dabei ist sich der Verfasser mit Schneider-Carius, der in seiner Abhandlung des näheren darauf

eingeht, wohl bewußt, daß die Höhe der Tropopause jahreszeitlich und auch der Wetterlage folgend ganz erheblichen Schwankungen unterworfen ist. Auf die Änderungen des Tropopausenniveaus mit der Polhöhe braucht hier nicht eingegangen zu werden, da sich die vorliegenden Ausführungen lediglich auf die Verhältnisse in Mitteleuropa beziehen.

Erheblichere Abweichungen bestehen aber bei der Unterteilung der Troposphäre.

Flohn und Pennendorff nehmen nur eine Zweiteilung vor: Ihre „planetarische Grenzschicht“ erstreckt sich vom Boden bis 1 km Höhe und darüber bis zur unteren Tropopausengrenze lassen sie die „Konvektions-schicht“ gehen. Wesentlich mehr unterteilt Schneider-Carius die Troposphäre: Seine „Advektionsschicht“ reicht vom Fußpunkt der Tropopause bis 2,5 km herab. Darunter liegt nach seiner Darstellung eine rund 500 m dicke Zone, die „Peplopause“ (= Mantelschicht), die die Grundschicht als bodenbeeinflusstes Gebiet von der nur wetterlagenbedingten „Advektionsschicht“ abschließt. Er bezeichnet also damit jene Zone, die auch der Verfasser in seiner Studie über Lindenberger Inversionen näher behandelt hat. Es findet sich hier nämlich, was die Zahl und die jahreszeitliche Häufigkeit der Inversionen anlangt, eine scharfe Grenze, deren Höhe ebenfalls sowohl periodischen wie aperiodischen Schwankungen unterworfen ist.

Der Verfasser führt die Peplopause aber nicht als besondere Schicht in sein Schema der Unterteilung der Atmosphäre ein, da ihre Dicke mit 1—200 m zu unwesentlich erscheint. Wohl aber muß sie als eine ganz ausgesprochene Grenze zwischen der — zunächst ganz allgemein ausgedrückt — oberen und unteren Troposphäre gewertet werden.

Oberhalb dieser Grenze herrscht ausgesprochene Inversionsarmut, die wenigen Temperaturumkehrungen haben ihr Häufigkeitsmaximum im Hochsommer. Im Winterhalbjahr fehlen diese Inversionen fast völlig. Ferner fehlt in der von den Bodenstörungen „freien Troposphäre“ die Bögigkeit und der meist an Inversions-

schichten gebundene Dunst. Der Wind entspricht nach Richtung und Stärke dem Luftdruckgradienten.

Darunter aber steigt die Zahl der Inversionen ganz gewaltig an und ihr jahreszeitlicher Gang ist dem in der „freien Troposphäre“ genau entgegengesetzt: Maximum im Winter und Minimum im Sommer. Bis in diese Schicht reicht auch vom Boden ab das Gebiet der Böigkeit, Dunst usw. Auf die Verteilung der Wolken auf beide Räume einzugehen, erübrigt sich, hier hat W. Peppeler in seinen umfassenden Arbeiten alle Einzelheiten ermittelt und auch Schneider-Carius hat sich darüber des näheren geäußert.

Es erscheint jedoch erforderlich, zunächst noch über die Höhenlage der Grenze zwischen „freier“ und „bodengestörter Troposphäre“ etwas auszusagen. Der Verfasser hat auf Grund des umfangreichen Lindenberger Beobachtungsmaterials feststellen können, daß die obere Grenze der bodengestörten Schicht in den Monaten April und Mai am höchsten liegt und dicht an 2500 m heranreicht, während ihre Tiefstlage im November—Januar mit 1200—1400 m richtig bewertet wird.

Auf Grund dieser statistischen Feststellungen an Hand von 17 586 Lindenberger Fesselaufstiegen, die sich auf 22 Jahre verteilen, wurde in Übereinstimmung mit Schneider-Carius die Höhe der „Grundschicht“ mit 2 km angegeben.

Diese Grundschicht muß, um auf die bildliche Vorstellung zu Beginn dieses Abschnitts zurückzugreifen, als die untere Brandungszone der Troposphäre angesehen werden.

Schneider-Carius teilt diese Grundschicht wieder in die „Reibungsschicht“, die er bis 500 m annimmt; die darüber liegende Zone nennt er „Konvektionsschicht“.

Der Verfasser, der durch die vorliegende Arbeit sowie durch die Verteilung der Lindenberger Inversionen zu seiner Einteilung geführt wurde, und zwar zu einer Zeit, wo ihm die Arbeiten von Flohn und Penndorf sowohl wie erst recht die jüngst erschienene von Schneider-Carius nicht bekannt waren, gelangt ebenfalls zu einer Zweiteilung der Grundschicht; er läßt allerdings die am Boden aufsitzende Reibungsschicht nur bis 300 m reichen und nennt die darüber liegende Zone „bodengestörte Troposphäre“.

Durch diese Unterscheidung soll zum Ausdruck kommen, daß die Schicht zwischen 300 und 2000 m zwar schon den durch die Großwetterlagen gegebenen Veränderungen im wesentlichen folgt, daß aber hier sich die Einflüsse der festen und flüssigen Erdrinde noch erheblich bemerkbar machen. Synoptisch gesehen vollzieht sich hier im wesentlichen die Anpassung der durch die Advektion herangeführten Luftmassen an die klimatischen Verhältnisse unserer Gegend („Altern der Luftmassen“ usw.).

Abgesehen von den durch Schneider-Carius behandelten Böenlagen mit sehr hochreichender Konvektion (in Lindenberger wurden Cumulo-Nimbus-Köpfe bis 11 km einwandfrei gemessen!) hat diese „Störung“ der in der Trift der allgemeinen Wetterlage herangeschafften troposphärischen Luft durch die Bodenunterlage bei der Inversion in rund 2 km Höhe ihre obere Begrenzung.

Praktische Bedeutung hat diese Schicht durch die Ausbreitung der Ultrakurzwellen erlangt, indem dort die Reflexionserscheinungen, die zu „Überreichweiten“ und „Interferenzerscheinungen“, was physikalisch dasselbe ist, führen. Hierauf soll in einer besonderen Studie des näheren eingegangen werden.

Der Verfasser nennt mit Schneider-Carius den am Boden aufsitzenden Raum die „Reibungsschicht“. Allerdings verlegt er deren obere Grenze etwas tiefer, nämlich auf 300 m, wobei für ihn wieder das Verhalten der Lindenberger Inversionen bestimm-

mend ist. Dort zeigen nämlich die Bodeninversionen, die bekanntlich in ihrer weit überwiegenden Zahl durch die Ausstrahlung entstehen, im Vergleich mit den „freien Inversionen“, die nicht auf dem Boden aufstehen, einen nur ihnen eigenen Gang mit Maximum im Oktober und Minimum im Sommer. Ihre obere Grenze überschreitet, abgesehen von ganz wenigen Ausnahmen, die besonders definiert sind, nur dann die 300-m-Linie, wenn sie mit anderen Inversionen, z. B. Abgleitinversionen zusammengefloßen sind, also keine reinen „Bodeninversionen“ mehr sind. Auch die übrigen Eigenschaften wie Windgradient mit der Höhe sowie die starke Winddrehung reichen im allgemeinen nur bis 300 m. Es sei jedoch ausdrücklich betont, daß das Festhalten an der 300-m-Grenze, da diese hierzu zu wenig scharf definiert ist, keineswegs als eine *conditio sine qua non* gefordert werden muß.

Somit läßt sich zusammenfassend feststellen, daß die Unterteilung der unteren 20 km unserer Atmosphäre von Schneider-Carius und vom Verfasser im wesentlichen in gleicher Weise vorgenommen wird, wobei zu betonen ist, daß dieses gleiche Ergebnis auf verschiedenen Wegen erreicht wird, was sicherlich als ein wesentliches Argument für die Naturgegebenheit der getroffenen Unterteilung anzusehen ist.

Neben dieser Feststellung erscheint es verhältnismäßig nebensächlich, daß für den Raum zwischen 2 und 8 bzw. 9 km verschiedene Benennungen eingeführt werden; denn Schneider-Carius will mit „Advektionsraum“ ungefähr dasselbe zum Ausdruck bringen wie der Verfasser mit „freie Troposphäre“, nämlich, daß es sich hier um Luft handelt, die im wesentlichen frei von direkten und indirekten Bodenbeeinflussungen ist, deren Eigenschaften vielmehr von der Großwetterlage bestimmt werden. Sie sind eben durch Advektion an die betreffende Stelle geschafft.

Beide Autoren lassen auf dem Boden eine Grundschicht aufsitzen, in der sie noch als am stärksten von der Erdrinde durch Strahlung, Reibung usw. beeinflußt die Reibungszone bis 300 bzw. 500 m abteilen.

Wenn der Verfasser dieser Arbeit sich nicht zu der Bezeichnung „Konvektionsraum“ für „bodengestörte Troposphäre“ bekennen kann, so hat dies 2 Gründe, nämlich:

1. Es erfolgt die Bodenstörung nicht so vorwiegend oder gar ausschließlich durch die Konvektion, als daß sie als Charakteristikum und damit als Taufpate gelten könnte oder müßte.

2. Will der Verfasser durch das Substantiv „Troposphäre“ betonen, daß die Eigenschaften der in dieser Schicht zirkulierenden Luftmassen primär durch die Großwetterlage bedingt sind und erst in zweiter Linie durch die schon erwähnten Vorgänge des „Alterns“ vom Boden her zum Teil eine Modifikation, eine Akklimatisierung, erfahren.

Für den täglichen Wetterdienst ist aus den vorstehenden Ausführungen zu folgern, daß die Höhenkarten der meteorologischen Elemente nicht für die „Brandungszonen“ der Troposphäre zu zeichnen sind, sondern dort, wo die Luftmassen der Tropo- und Stratosphäre gewissermaßen in Reinkultur anzutreffen sind. Demzufolge kommen in unseren Breiten für die Verfolgung der Luftmassen in der Troposphäre die Höhen zwischen 3 und 6 km in Frage und bei der Stratosphäre ist man sicher, in 15 km die Grenzsichterscheinungen zu vermeiden.

Zusammenfassung.

Etwa 30 Jahre Serien-Registrierballon-Aufstiege von Lindenberger und München wurden zunächst zur Berechnung der interdiurnen Temperaturänderungen bis 15 km Höhe verwertet. Die interdiurnen Zu- und Abnahmen der Temperatur sind absolut ge-

nommen ungefähr gleich. Dabei läßt sich ein leichtes Überwiegen der Fälle mit Temperaturzunahme feststellen. Die absoluten Maxima liegen am unteren Rande der Stratosphäre. Sie unterliegen jahreszeitlichen Schwankungen mit Höchstwerten im Frühjahr und Herbst wegen der dann herrschenden starken zyklonalen Tätigkeit.

Die im II. Teil der Abhandlung berechneten und diskutierten interdiurnen Änderungen der Temperatur-Gradienten zeigen bei der üblichen Isoplethendarstellung — im Gegensatz zu den vorangegangenen Werten mit Vertikalverlauf — eine ausgesprochene Horizontalorientierung. Dies führt zu 2 Schlüssen:

1. Die unteren 20 km unserer Lufthülle werden von 2 Haupt-Zirkulationssystemen ausgefüllt: Der Stratosphäre und der Troposphäre. In den oberen und unteren Grenzschichten der Troposphäre erfolgen die kräftigsten interdiurnen Änderungen des Temperatur-Gradienten. An Hand dieses Rechnungsergebnisses wird ein Vorschlag zur Unterteilung der Atmosphäre gegeben.

2. Für die Synopsis folgt daraus, daß alle Höhenkarten mit Aussicht auf Erfolg nur für solche Niveaus gezeichnet werden sollen, in denen Tropo- und Stratosphärenluft in Reinkultur vorliegen.

Summary.

At first it was made use of series-ascents of sounding-balloons during about 30 years at Lindenberg and Munich in order to calculate the interdiurnal variations of temperature up to the height of 15 km. The interdiurnal increases and falls of temperature are absolutely seen nearly equally. Then it can be stated only a few cases more with increase of temperature. The absolute maxima lie at the lower border of the stratosphere. They show variations with the seasons with maxima in spring and autumn because of the strong cyclonic activity, which then prevails.

The interdiurnal variations of temperature-gradient, calculated and discussed in the 2nd part of this treatise, show at the usual graphic design of isopleths — in contrast to the proceeding values with vertical lines — a clear horizontal course. By this we find two conclusions:

1. The lower 20 km of our atmosphere are filled up by two main-systems of circulation: the stratosphere and the troposphere. In the upper and lower boundary layers of the troposphere there appear the strongest interdiurnal variations of temperature-gradient. In consequence of this result a proposal is made how to sever the atmosphere.

2. The consequences for the synoptics are, that all maps of the free atmosphere — being probably successful — are designed only for such levels, where the purest tropospheric and stratospheric air appears.

Literatur-Nachweis.

1. W. Peppler: Meteor. Z 43, 101 (1926)
2. Ders: Meteor. Z 51, 355 (1934)
3. B. Haurwitz: Veröffentl. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, II. Serie 3 Heft 5 (1927)
4. A. Schmauß: Deutsch. Meteor. Jahrb. Bayern, 1928. B 1
5. B. Haurwitz: Bull. Americ. Meteor. Soc. 20, 282 (1939).
— u. W. E. Turnbull, Bull. Americ. Meteor. Soc. 18, 278 (1937).
6. T. F. Malone: Pap. Phys. Oceanogr. and Meteorolog. Massachusetts Inst. of Techn. 9 Nr. 4 (1946)
7. A. Schmauß: Deutsch. Meteor. Jahrb. Bayern, 1908. A.
8. De Quervain: Meteor. Z 27, 499 (1910)
9. E. Kleinschmidt: Beitr. Phys. fr. Atm. 4, 1 (1913)
10. H. v. Ficker: Meteor. Z. 30, 278 (1913)
11. A. Hildebrand: Vergleich der Temperatur auf dem Brocken und in der gleichen Höhe der Atmosphäre. Diss. Rostock (1911)
12. W. Peppler: Beitr. Phys. fr. Atm. 18, 180 (1932)
13. R. Süring: Aßmannheft „Das Wetter“ 1916, 16 (1916)
14. H. Noth: Meteor. Z. 50, 353 (1933)
15. J. v. Hann: Lehrb. Meteor. 3. Aufl., 121 (1915)
16. A. Wegener: Beitr. Phys. fr. Atm. 3, 13 (1909)
17. R. Aßmann: Das Kgl. Preuß. Aeronaut. Observ. Lindenberg Braunschweig (1915)
18. Teisserenc de Bort: Compt. Rend. Acc. Sci. 467 (1905)
19. Ders: Naturw. Rundschau 20, 213 (1905) — Meteor. Z. 22, 272 (1905)
20. A. Schmauß: Deutsch. Meteor. Jahrb. Bayern, 1922. B 1
21. A. Wegener: Beitr. Phys. fr. Atm. 3, 206 (1910)
22. W. Georgii: Flugmeteorologie. Leipzig (1927)
23. Flohn u. Penndorf: Meteor. Z. 59, 1 (1942)
24. Zenneck: Physik d. Hohen Atm. Ergebnisse d. Kosm. Phys. 3, 1 (1938)
25. Schneider-Carius: Meteor. Rundschau 1, 79 (1947)
26. R. Geiger: Das Klima der bodennahen Schichten. Die Wissenschaft. 78, 1—5 (1942)

Abgeschlossen: Januar 1948.

