A XIX c 4

DER SEGELFLUG UND SEINE KRAFTQUELLEN IM LUFTMEER

von Prof. Dr. Walter Georgii

3. Auflage bearbeitet von

Dr. Fritz Höhndorf

VERLAG KLASING & Co BERLIN W9

1 8



Jnvent. Nr. 1629

Klasings Flugtechnische Sammlung – Band 24

Der Segelflug

und seine Kraftquellen im Luftmeer

von

Professor Dr. Walter Georgii

Dritte Auflage

bearbeitet von

Dr. F. Höhndorf

Deutsches Forschungsinstitut
für Segelflug

Mit 32 Abbildungen



A XIX c 40

Verlag Klasing & Co., G. m

064.12 SA ZY 9680 G352(3)

Copyright 1935 by
Klasing & Co. G. m. b. H. in Berlin
Alle Rechte, einschließlich des Übersetzungsrechts, vorbehalten

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 5

I. Die Vorgänge in aufsteigender trockener Luft 7
- a) Die Temperaturänderungen im aufsteigenden Luftteilchen 7
- b) Durch das Wetter bedingte Temperaturabnahmen und Gleichgewichtszustände der Atmosphäre . . . 9
- c) Die Wirkung der Reibung und die Turbulenz . . 12
- d) Die Bewegung von Luftteilchen außerhalb ihrer Gleichgewichtslage 15
- e) Ergänzende Bemerkungen 21
  1. Ungleichförmige Temperaturverteilung im Aufwindfeld 21
  2. Horizontale und vertikale Temperaturdifferenzen 22
  3. Die potentielle Temperatur 22

II. Kondensationsvorgänge 24
- a) Wasserdampf, spezifische und relative Feuchte . . 24
- b) Kondensationswärme 27
- c) Wolkentröpfchen 28
- d) Die Steiggeschwindigkeit 29
- e) Die Cu-Wolke 33
- f) Der Einfluß des horizontalen Windes 35
- g) Bestätigung durch Segelflugmessungen 37
- h) Wolken-Segelflug 38

III. Etwas über Luftkörper 41
- a) Erklärung 41
- b) Der Kaltluftkörper 42
- c) Die Böe 43
- d) Der Warmluftkörper 47
- e) Indifferente Luft 48

IV. Die Vorgänge in Bodennähe bei Strahlungswetter . . . 50
- a) Etwas über die Strahlung 50
- b) Der Wärmeumsatz am Erdboden 52

Seite

c) Die Auslösungsvorgänge 54
d) Ergebnisse von Meßflügen 56
e) Der tägliche Gang der Temperatur 58
f) Die Abendthermik 60

V. Der Hangaufwind 62

a) Allgemeines 62
b) Einzelformen der Strömung 62
c) Einfluß der Einstrahlung auf den Hangaufwind . . 64
d) Großformen der Strömung 66
e) Segelflugmöglichkeiten mitten im Gebirge 67

VI. Die Front 69

VII. Andere Arten der Aufwindentstehung 72

a) Die Turbulenz-Cu und die St-Cu-Wolken 72
b) Segelflugmöglichkeiten über dem Ozean 75
c) Segelflugmöglichkeiten in den Tropen 76
Anhang: Land- und Seewind 77

VIII. Der dynamische Segelflug 80

Vorwort.

Seit der ersten Ausgabe dieses Heftchens im Jahre 1922 hat der Segelflug eine Entwicklung durchlaufen, die damals von niemandem geahnt werden konnte. Höhen bis über 4 km über dem Meeresspiegel, Entfernungen bis über 350 km sind von Segelflugzeugen erreicht worden, und zwar nicht nur als Spitzenleistungen einzelner, sondern mehrfach von verschiedenen Führern auf verschiedenen Flugzeugen. Bei fast allen Wetterlagen des letzten Rhön-Wettbewerbes wurde geflogen, an fast allen Tagen wurden von der Wasserkuppe aus Entfernungen von mehr als 50 km zurückgelegt. An sehr vielen Orten in unserem Vaterlande wird gesegelt: an den Küsten, über den Ebenen, an Hügeln und Bergen. Ueberall findet der erfahrene Führer Aufwinde, die ihn tragen: Luftmassen, die sich mit mindestens 1 m/sec aufwärts bewegen, von so großer horizontaler Ausdehnung, daß ein Kurven in ihnen möglich ist.

Probleme, die damals der Lösung harrten, sind gelöst, andere sind neu entstanden. Der Flug der segelnden Vögel, über den früher die gewagtesten Hypothesen aufgestellt wurden, ist untersucht; wir wissen heute, daß unsere Segelflugzeuge genau die gleichen Kraftquellen im Luftmeere ausnutzen. Das Problem des dynamischen Segelfluges, — des Fluges, der seine Energie aus den Unregelmäßigkeiten des Windes, der Böigkeit, schöpfen wollte —, hat heute an Interesse verloren, und das nicht nur deshalb, weil wir wissen, daß es — wie die Ergebnisse zeigen — auch anders geht.

Dieses Heft hat die Aufgabe, unser Wissen von den Kraftquellen des Segelfluges in unserer Atmosphäre gemeinverständlich darzustellen. Dazu war notwendig, eine Stoffauswahl zu treffen, derart, daß alle physikalischen und meteorologischen Grundbegriffe, soweit wir sie brauchen, erklärt werden, daß aber vielfach auf die Darstellung an sich wissenswerter Zusammenhänge unter diesen Grundbegriffen, die in größerem Rahmen wohl notwendig wären, verzichtet werden mußte. Vielfach tritt an die Stelle des „wissenschaftlichen Erklärens“ der Naturvorgänge, d. h. eines Zurückführens auf bekannte, wenn möglich auch zahlenmäßig erfaßbare Vorgänge, ein „Anschaulichmachen“,

d. h. die Vorgänge in der Natur werden an Hand von Vorgängen aus der alltäglichen Erfahrung dem Leser nahegebracht, wobei das Bild mitunter nicht in allen Einzelheiten (vor allem quantitativer Art) dem wahren Naturvorgang entspricht. Die Erfahrung zeigt, daß diese Bilder oft einprägsamer sind, als beabsichtigt war, den Schüler zu Schlüssen verleiten, die deshalb falsch sind, weil bis zu dieser Konsequenz das Bild nicht mehr mit der Wirklichkeit vergleichbar ist; der Verfasser hofft, mit der notwendigen Vorsicht vorgegangen zu sein, so daß das Büchlein in dieser Hinsicht keinen Schaden anrichtet. Eine weitere Kürzung des Stoffes gegen die Darstellung der ersten Auflage mußte noch eintreten: Alle Fragen instrumenteller und rein wetterkundlicher Art sind, auch wenn ihre Beantwortung für den Führer eines Segelflugzeuges unbedingt notwendig ist, hier ausgeschlossen worden, es sei dafür an dieser Stelle auf die im gleichen Verlage erschienene „Wetterkunde für Flieger“ von H. Noth verwiesen. Für die praktischen Folgerungen, für die Durchführung des Fluges sei auf „die hohe Schule des Segelfluges“ von W. Hirth aufmerksam gemacht, die auch in diesem Verlage erschienen ist.

Dies Heft will ein Führer sein für den Segelflieger durch die Ströme des Luftmeeres, will ihm zeigen, wo er von seinem Elemente Unterstützung erwarten darf, und wo Gefahren auf ihn lauern, es will ihn vertraut machen mit den Ursachen der Vertikalbewegungen in der Atmosphäre. Zu ihrem raschen Auffinden und Ausnutzen aber gehört Erfahrung, und die läßt sich durch Lehren nicht ersetzen. Das Erklären der Naturvorgänge ist eine Aufgabe der Meteorologie, die Anwendung, das Segeln, bleibt das Verdienst des Führers.

Griesheim b. Darmstadt, Oktober 1934.

Fritz Höhndorf.

I. Die Vorgänge in aufsteigender trockener Luft.

Wir betrachten zunächst die Vorgänge in aufsteigenden Luftteilchen ohne Rücksicht auf die Ursachen, die die Aufwärtsbewegung eingeleitet haben könnten, um zu erkennen, welche Veränderungen durch diese Bewegung in der sich hebenden Luft entstehen, welche Kräfte dadurch erzeugt werden, und wie dadurch wieder die Bewegung beeinflußt wird.

a) Die Temperatur-Aenderungen im aufsteigenden Luftteilchen.

Wir wissen, daß ein Gasquantum jeden ihm zur Verfügung stehenden Raum in weiten Grenzen gleichmäßig ausfüllt. Wird der zur Verfügung stehende Raum, etwa in einem Zylinder, dadurch verringert, daß man einen Kolben hineindrückt, dann füllt das Gas diesen neuen, kleineren Raum aus; nur ist es dichter geworden, die Abstände zwischen den einzelnen kleinsten Gasteilchen, den Molekülen, haben sich verringert, der Druck im Inneren ist gestiegen. Ziehen wir den Kolben wieder heraus, so dehnt sich das Gas aus, die Abstände zwischen den Molekülen werden größer, aber wieder ist der Raum gleichmäßig mit Gas angefüllt, der Druck ist kleiner geworden, die Dichte hat sich verringert. — Mit Flüssigkeiten könnten wir dieses Experiment nicht machen, diese lassen sich nicht zusammendrücken oder dehnen. — Führen wir das Experiment tatsächlich durch, dann stellen wir fest, daß sich beim Zusammendrücken die eingeschlossene Gasmenge erwärmt und beim Ausdehnen abkühlt. Beim Ausdehnen muß von den Molekülen, die sich jetzt auf einen größeren Raum verteilen, eine Arbeit geleistet werden, die in Form von Wärme dem Gase entzogen wird, beim Zusammenpressen wird die gleiche Arbeit von der Umgebung geleistet und in Form von Wärme in dem Gase wieder aufgespeichert. Je stärker wir den Kolben belasten, je mehr wir den Druck erhöhen, umso dichter und auch wärmer wird das Gas und umgekehrt.

Bewegt sich ein Luftteilchen frei aufwärts und wird ihm dabei von außen weder durch Strahlung noch sonstwie Wärme zugeführt oder entzogen, dann dehnt es sich aus, denn es kommt dabei, weil der Luftdruck nach oben abnimmt, unter geringeren Druck und muß sich also abkühlen. Bewegen wir das Luftteilchen abwärts, so wird es zusammengepreßt und muß sich

erwärmen. Die Temperaturänderung beträgt dabei ziemlich genau 1^0 C, wenn das Teilchen seine Höhe um 100 m ändert. Ein Luftquantum, das sich aus irgendeiner Höhe um 150 m hebt, kühlt sich um $1{,}5^0$ C ab; sinkt es um 75 m, so erwärmt es sich um $0{,}75^0$. Man nennt in der Physik Vorgänge, bei denen kein Wärmeaustausch mit der Umgebung stattfindet, adiabatische Vorgänge, entsprechend nennen wir die Temperaturänderung unseres Luftteilchens die adiabatische Temperaturänderung (= 1^0 C/100 m).

Das zweite wichtige Gesetz, das wir kennen lernen müssen, um die Bewegungsvorgänge zu verstehen, besagt, daß Luftmassen, die unter gleichem Druck stehen, je nach ihrer Temperatur verschiedene Dichte aufweisen oder verschieden schwer sind, und zwar sind sie um so leichter, je höher die Temperatur ist. Bezeichnen wir den Luftdruck, gemessen in mm Quecksilber, mit b, die absolute Temperatur (= $273^0 + t$, wo t die Celsiustemperatur ist) mit T, so erhalten wir das Gewicht eines Liters Luft in Gramm (oder eines Kubikmeters in Kilogramm) nach der Formel

$$\varrho = 0{,}465 \cdot \frac{b}{T}$$

z. B. wiegt 1 cbm Luft bei 760 mm und 0^0 C ($T = 273^0$) 1,293 kg, bei $T = 300^0$ oder $t = 27^0$ C nur 1,178 kg.

In einer Flüssigkeit und auch in einem Gase erfährt ein Körper, der leichter ist als seine Umgebung, einen Auftrieb, der umso größer ist, je größer der Dichteunterschied des Körpers gegen seine Umgebung ist, und einen Abtrieb, wenn seine Dichte größer als die der Umgebung ist. Sind beide Dichten einander gleich, dann schwebt der Körper, d. h. er wird in j e d e r Höhe, in die man ihn bringt, ruhig stehen bleiben. Bei Luftquanten, die sich frei (also nicht wie ein Kinderluftballon mit einer festzugebundenen Gummihülle umgeben) in der Atmosphäre bewegen, ist der Druck in der Umgebung und im Inneren des betrachteten Teilchens der gleiche, die Dichteunterschiede lassen sich also direkt durch die Temperaturunterschiede ausdrücken. Hat das Teilchen die Temperatur T, die Umgebung in der gleichen Höhe die Temperatur T', dann beträgt die Beschleunigung, die auf das Teilchen wirkt:

$$w = g \cdot \frac{T - T'}{T'},$$

worin g die Erdbeschleunigung bedeutet. Hat die Umgebung z. B. die Temperatur 27^0 C, $T' = 300^0$, und ist das betrachtete Teilchen um 1^0 wärmer, $T = 301^0$, dann ist die auftretende Beschleunigung nur $^1/_{300}$ der der Erdanziehung. Sie beträgt nur 3.2 cm/sec^2 gegen

981. Die dadurch erzeugten Geschwindigkeiten sind mit den Fallgeschwindigkeiten verglichen klein; wirkt aber die Kraft genügend lange Zeit, dann kann auch ein derart kleiner Temperaturunterschied beträchtliche Geschwindigkeiten erzeugen. Steigt die Luftmasse mit der Beschleunigung w um die Höhe h, so ist die dort erreichte Geschwindigkeit $v = \sqrt{2wh}$, wenn man die Reibung vernachlässigt. Unser Teilchen hätte in 1 m Höhe eine Aufwärtsgeschwindigkeit von 25 cm/sec, in 10 m eine solche von 81 cm, in 250 m Höhe schon eine solche von 4 m/sec, natürlich unter der Voraussetzung, daß längs des ganzen Weges der Temperaturunterschied gegen die Umgebung stets der gleiche von 1^0 C geblieben ist. Unter Berücksichtigung der Reibung werden die Werte um ca. 20—30% kleiner.

b) Durch das Wetter bedingte Temperaturabnahmen und Gleichgewichtszustände der Atmosphäre.

Temperaturaufstiege in die freie Atmosphäre, die man zuerst mit Freiballonen, später mit Drachen und Flugzeugen ausgeführt hat, haben gelehrt, daß die Temperatur mit der Höhe im allgemeinen abnimmt. Der Betrag der Abnahme aber schwankt in

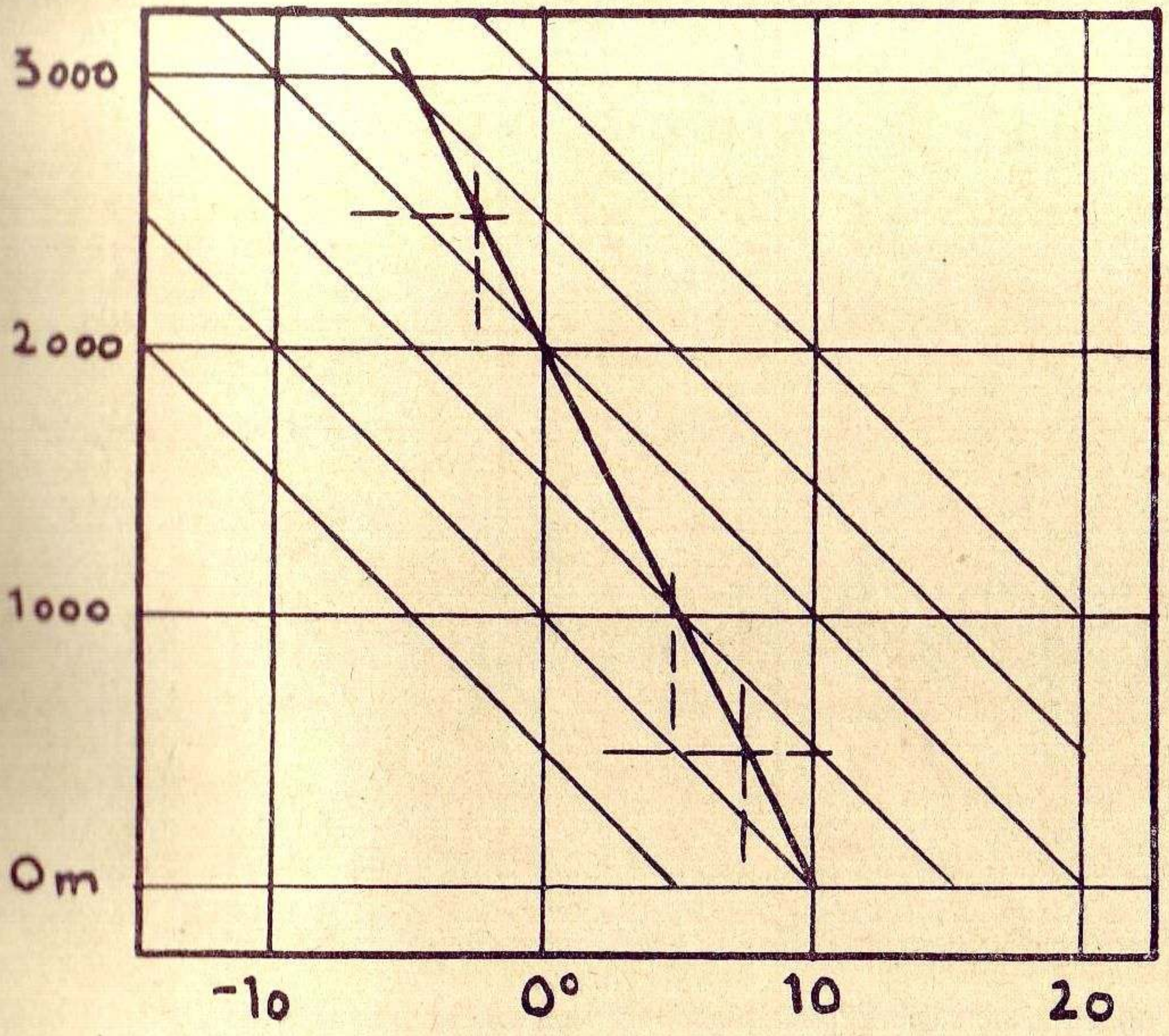


Abb. 1.

weiten Grenzen mit der Wetterlage und kann auch in nicht seltenen Fällen in eine Temperaturzunahme mit der Höhe innerhalb einzelner Schichten übergehen. Ein mittlerer Wert, der für Ueberschlagsrechnungen manchmal ganz brauchbar ist, ist eine Temperaturabnahme von 0,5° C pro 100 m. Setzen wir für den Boden die Temperatur mit 10° an, dann würden mit dieser Temperaturabnahme in 500 m 7,5°, in 1000 m 5° und in 2500 m — 2,5° herrschen.

Man stellt die Temperaturverteilung mit der Höhe, wie man sie auf Temperaturmeßflügen erhält, durch Zeichnungen dar, bei denen von links nach rechts die Temperatur und von unten nach oben die Höhe aufgetragen ist. Vielfach richtet man es so ein, daß die Länge, welche 1° auf der einen Skala entspricht, gleich der ist, die 100 m auf der anderen entspricht. Das hat den Vorteil, daß die adiabatischen Temperaturänderungen, denen eine besondere Bedeutung zukommt, durch Linien mit einer Neigung von 45° von rechts unten nach links oben dargestellt werden können.

Findet eine Temperaturzunahme mit der Höhe statt, steigt also unsere Linie von links nach rechts, so redet man von einer

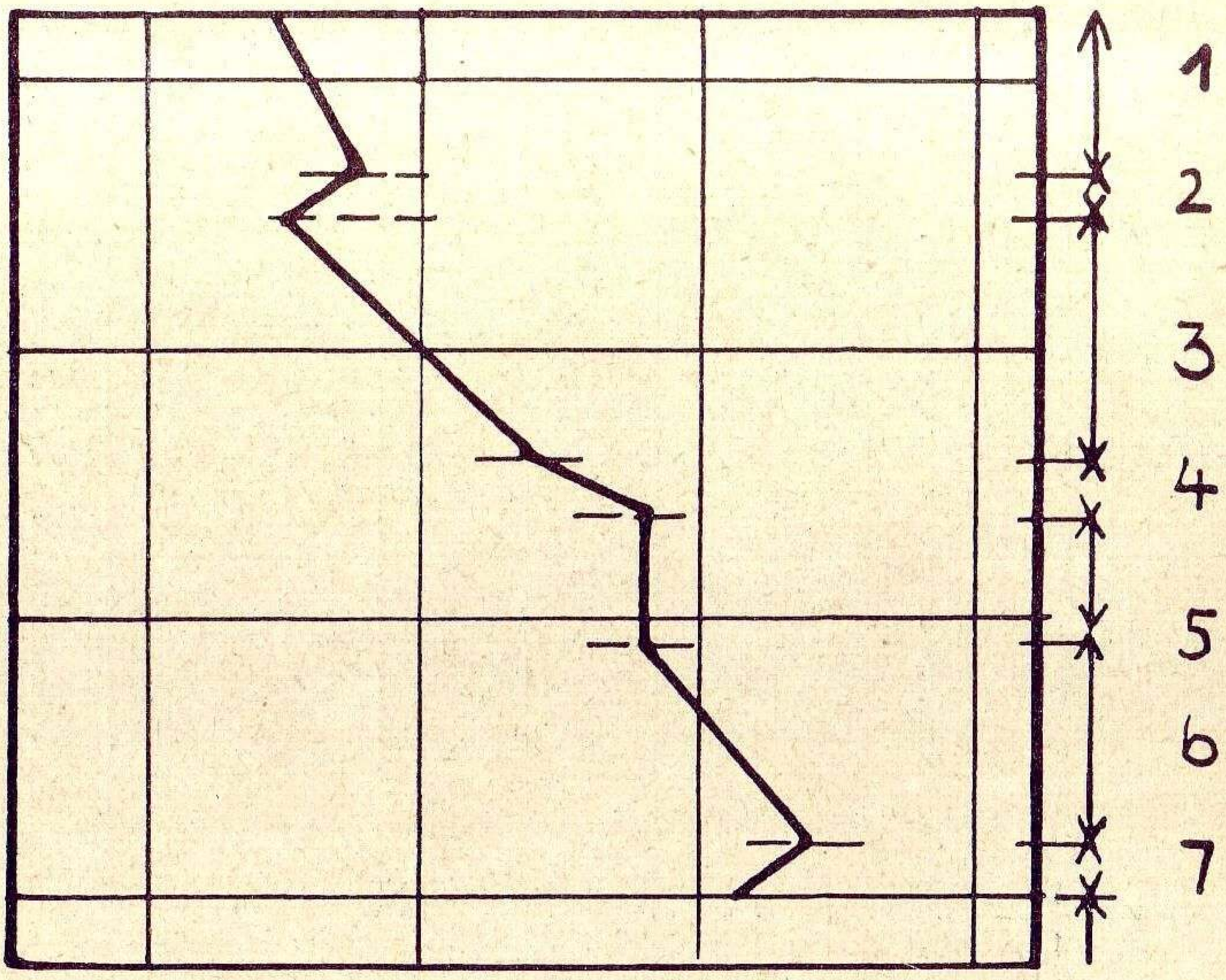


Abb. 2.
1 = Unteradiab. 2 = Höhen-Inversion. 3 = Adiab. 4 = Ueberadiab.
5 = Isothermie. 6 = Unteradiab. 7 = Boden-Inversion.

Temperaturumkehr oder Inversion, bleibt die Temperatur beim Aufsteigen konstant (eine senkrechte Linie auf unserem Blatt), so spricht man von einer Isothermie, nimmt die Temperatur ab, aber langsamer als um 1^0 C/100 m, spricht man von einer unterdiabatischen Temperaturabnahme, nimmt sie schneller ab, (steigt Linienzug also flacher an als mit 45^0), von überdiabatischer Temperaturabnahme. Bringen wir jetzt ein Luftteilchen, etwa durch einen Stoß aus seiner Höhenlage heraus, z. B. nach oben, dann kühlt es sich nach der Adiabaten ab. Ist die Temperaturverteilung in der Umgebung überdiabatisch, dann wird das Teilchen in seiner neuen Höhe wärmer sein, seine Dichte wird also hier geringer sein als die seiner Umgebung, es tritt ein Auftrieb ein, der das Teilchen von sich aus weiter nach oben steigen läßt. Stoßen wir das Teilchen nach unten, so kommt es in der neuen Höhe kälter an als die Umgebung, der auftretende Abtrieb sorgt dafür, daß es allmählich immer rascher nach unten fällt. Ist die Temperaturverteilung in der Umgebung adiabatisch, so hat das Teilchen in jeder neuen Höhe die gleiche Temperatur wie die Umgebung, der Auftrieb ist Null, das Teilchen bleibt in der neuen Höhenlage in Ruhe. Ist die Temperaturabnahme mit der Höhe unterdiabatisch, herrscht Isothermie, oder befinden wir uns gar in einer Inversion, so ist das emporgehobene Teilchen kälter, das heruntergestoßene wärmer als die Umgebung und kehrt in seine Ausgangslage wieder zurück.

In der Mechanik nennt man Gleichgewichtszustände stabil, wenn sie derart beschaffen sind, daß bei einer geringen Störung sich der alte Zustand wiederherstellt, man nennt sie labil, wenn geringe Störungen zu einer neuen ganz anderen Lage überführen, und man nennt sie indifferent, wenn die durch geringe Störungen erzeugte neue Lage selbst wieder ein Gleichgewichtszustand ist. (Das hängende Pendel, der balancierte Stab, die Kugel auf der Ebene). Entsprechend nennt man in der Meteorologie eine Schichtung mit unterdiabatischer Temperaturabnahme, Isothermie oder Inversion stabil, mit überdiabatischer Temperaturabnahme labil, mit adiabatischer Temperaturabnahme indifferent.

Bei indifferenter Schichtung wird die Geschwindigkeit des angestoßenen Luftteilchens sich mit der Zeit verringern, da die Luftreibung auf das Teilchen wirkt. Bei stabiler Schichtung vermindert sie zunächst die Wirkung des Stoßes, wirkt dann aber auch der Rückströmung in die Gleichgewichtslage entgegen, bei labiler Schichtung wirkt sie verzögernd auf die Geschwindigkeit ein.

Bücherei
des Instituts für Körpererziehung
Universität Rostock

c) Die Wirkung der Reibung und die Turbulenz.

Die Zähigkeit der Luft wirkt in zweierlei Art auf das sich bewegende Luftteilchen ein: einmal, indem sie als Reibung an der Stirn- und den Seitenflächen die Bewegung hemmt, und zweitens, indem sie dabei durch Mischung einzelne kleine Teilchen in die Umgebung absondert und andere aus der Umgebung in die sich bewegende Masse hineinbringt.

Eine sich bewegende Menge Luft erleidet ganz ähnlich wie ein fester Körper einen Stirnwiderstand, der umso größer ist, je größer die Breitenausdehnung im Verhältnis zur Länge bei gegebener Masse ist, und einen Reibungswiderstand an den Seiten, der mit der Größe der seitlichen Begrenzungsflächen wächst. Den kleinsten Widerstand wird die aufwärtsbewegte Luftmenge haben, wenn ihre Form etwa die eines langen Zylinders ist. Bei einer sehr flachen, weit ausgebreiteten Luftschicht wird der Stirnwiderstand so groß, daß jede Vertikalbewegung der Schicht als Ganzes unterbunden wird.

Eine vollkommene Luftruhe besteht bei Temperaturen oberhalb des absoluten Nullpunktes nicht: Die Moleküle bewegen sich, sie beschreiben vollkommen unregelmäßige Zickzackbahnen (Brown'sche Bewegung), geradlinig bis zum Zusammenprall mit anderen Molekülen und dann nach den Gesetzen des elastischen Stoßes wieder geradlinig in neuer Richtung bis zum erneuten Zusammenstoßen. Wir haben uns nach neueren Untersuchungen die Turbulenz ganz ähnlich als eine ungeordnete Bewegung größerer Luftquanten vorzustellen, die, unregelmäßig begrenzt, zusammenprallen und sich gegenseitig in ihren Bahnen beeinflussen. Das Stoßartige, „wie geschossen", ist das Kennzeichnende. In jedem dieser Luftquanten bewegen sich kleinere, wesentlich kleinere Luftquanten ganz genau so, und in diesen wieder noch kleinere, bis wir schließlich die Brown'sche Bewegung als die der kleinsten Teilchen überhaupt antreffen. Die Zeiten zwischen den einzelnen Zusammenstößen sind bei der Brown'schen Bewegung unmeßbar klein, sie nehmen mit wachsender Größe der Turbulenzquanten zu.

Was wir praktisch als Luftruhe bezeichnen, hängt von den Anforderungen, die wir an sie stellen, ab: Die Luftunruhe in einem gut abgedichteten Zimmer ist für genaue Wägungen noch viel zu groß, während andererseits der Windschutz hinter einer Mauer schon als ausreichend empfunden wird für viele Messungen, die im Freien vorgenommen werden müssen.

Dort, wo Geschwindigkeitssprünge in der Bewegung der Luft auftreten, bilden sich derartige Turbulenzzonen. Es kann dabei,

etwa wenn die Luft über einer sehr gleichmäßigen Ebene oder Wasserfläche oder einer anders bewegten Luftschicht entlanggleitet, zur Ausbildung von Wirbelketten oder Serien von walzenartigen Luftbewegungen kommen, die ungeordnete Bewegung wird dann eine geordnete, aber in den wenigsten Fällen ist die Ordnung eine derart gute wie die in den Laboratorien bei Rohrströmungen usw. erhaltene. In den meisten Fällen haben wir es mit einem Tohuwabohu von Bewegungen zu tun, die man, wenn man will, als Wirbel auffassen kann, deren Rotationsgeschwindigkeiten und deren Größen sehr verschieden und deren Achsen nach allen möglichen Richtungen geneigt sind.

Betrachten wir jetzt ein Luftteilchen, das aufsteigt. An seinen Begrenzungsflächen haben wir demnach verstärkte Turbulenz zu erwarten. Auch im Inneren des Teilchens herrscht, wie natürlich auch in der weiteren Umgebung, Turbulenz. Nur sind hier die gegeneinander bewegten Quanten klein gegenüber den aufsteigenden Teilchen. Abgesehen von der gleichmäßigen Aufwärtsbewegung haben wir uns einen Zustand zu denken, der etwa der Turbulenz bei sog. Windstille oder ganz leichtem Winde entspricht. — Es ist die Luftruhe, die der Freiballonfahrer im Korbe eines ausgewogenen Ballones empfindet. — An der Grenze aber bilden sich „Wirbel“: unregelmäßig bewegte Luftmassen sondern sich ab, einzelne Teilchen der aufsteigenden Luft stoßen in die Umgebung vor, Teilchen aus der Umgebung kommen in den aufsteigenden Strom. Diese Luftquanten erzeugen ihrerseits an ihren Grenzen wieder erneut eine Turbulenz kleinerer Größenordnung, die sich wieder so verhält. Es ist anschaulich ohne weiteres klar, daß die Turbulenzzone im Laufe der Zeit sich verändern muß, daß allmählich immer mehr Luftmassen von ihr ergriffen werden. War das betrachtete aufsteigende Luftteilchen anfänglich sehr groß, dann wird es natürlich lange Zeit dauern, bis auch die innersten Teile von der am Rand erzeugten Turbulenz ergriffen werden, war es klein, dann wird dies schneller gehen. Die Durchmischung, die dabei eintritt, bedingt schließlich, daß die ursprünglich einander benachbarte Luft des Teilchens buchstäblich in alle Winde zerstreut wird, daß der Zusammenhalt verloren geht, daß das aufsteigende Teilchen aufgehört hat zu existieren.

Wir merken an der Erdoberfläche, wenn der Wind darüber hinstreicht, an den einzelnen Stößen den Vorüberzug solcher Turbulenzelemente. Ist die Windbewegung schwach, dann zeichnen unsere gewöhnlichen Windgeschwindigkeits-Registrierinstrumente einen vollkommen geraden Strich, die feineren Geschwindigkeitsschwankungen kommen nicht mehr zur Geltung, daß sie aber vor-

handen sind, erfuhr man, als man empfindlichere Jnstrumente bauen lernte. Sehr häufig findet gerade bei schwachen und mäßigen Windgeschwindigkeiten ein sprunghaftes Verlagern der mittleren Geschwindigkeiten statt, ein Zeichen dafür, daß große Tur-

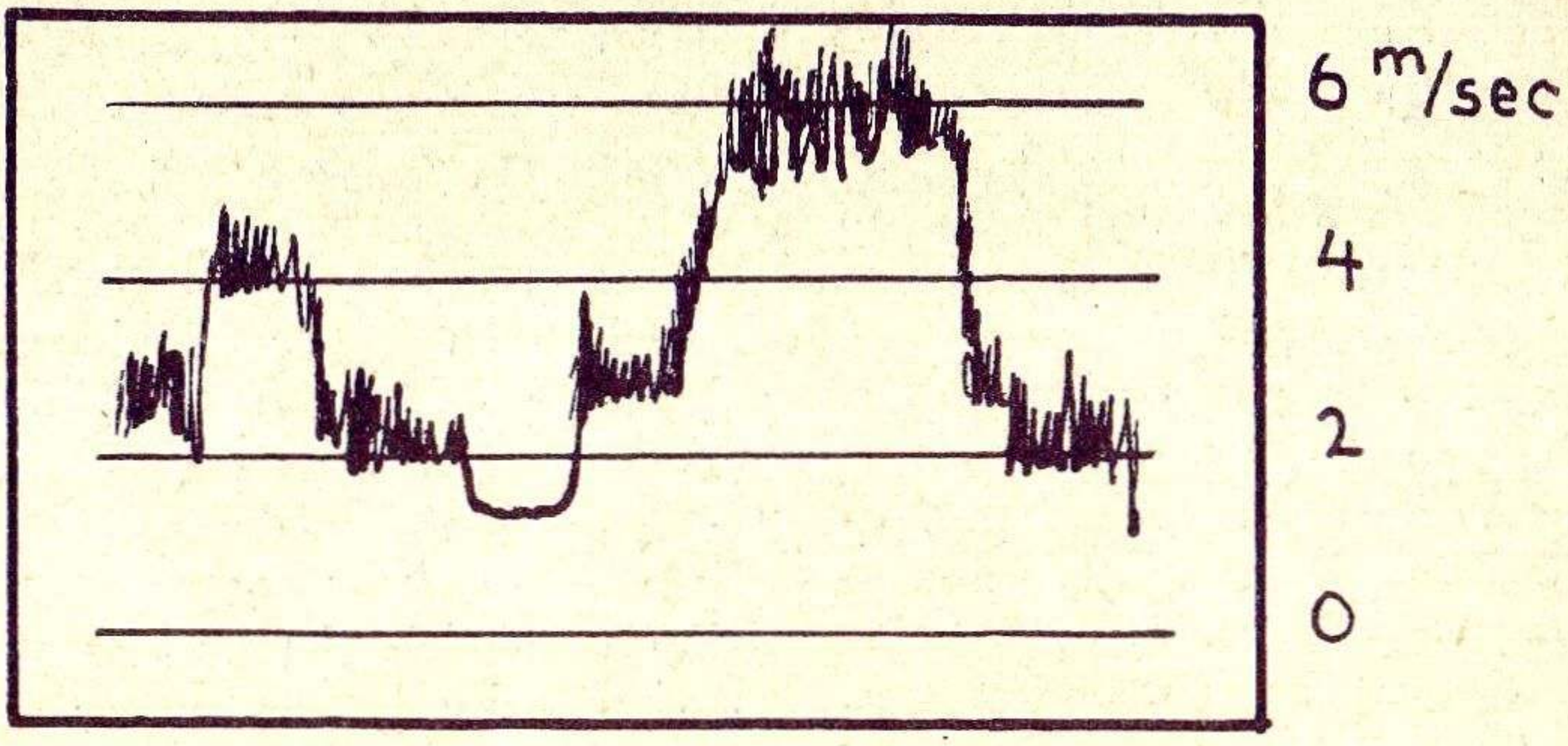


Abb. 3.

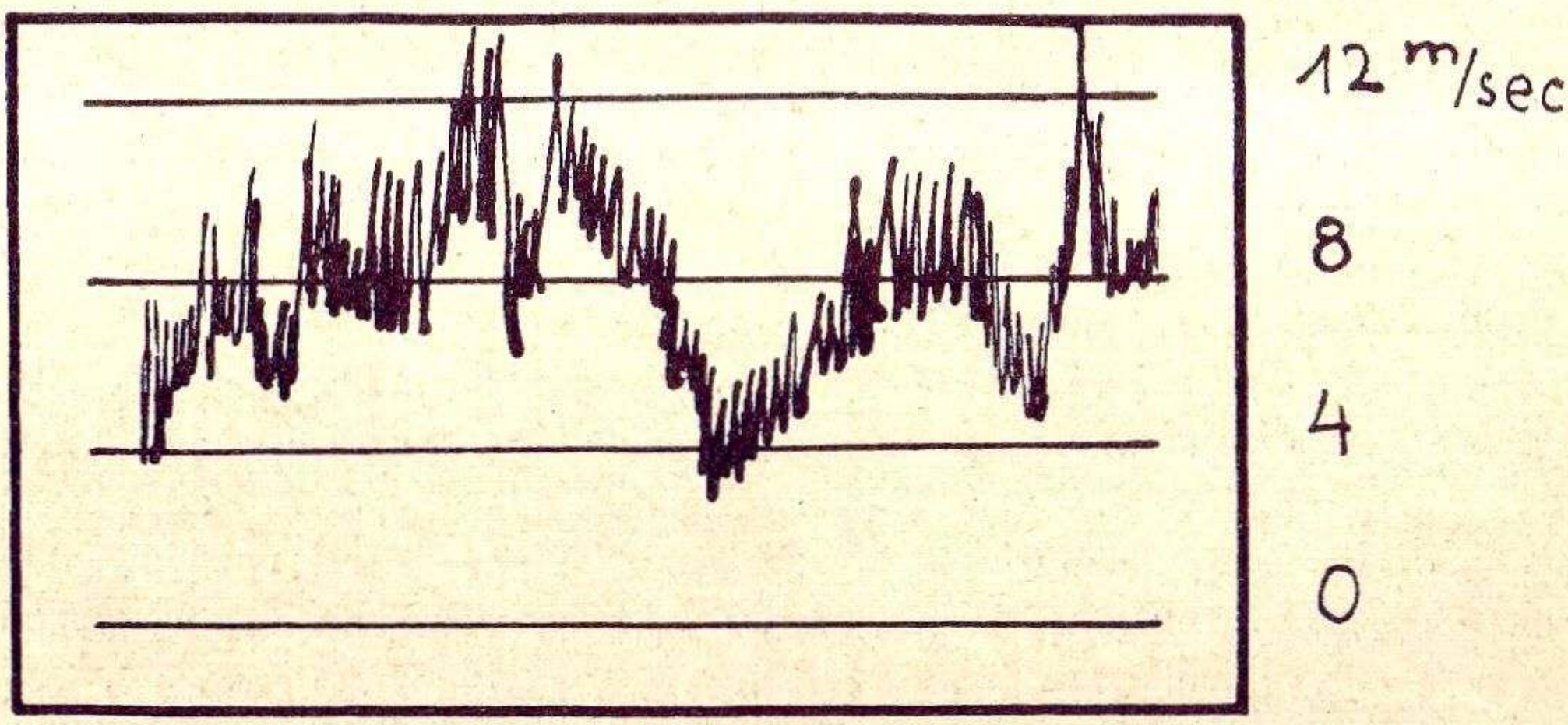


Abb. 4.

bulenzquanten einander ablösten. Bei stürmischem Winde wird die Bildung größerer zusammenhängender Turbulenz-Elemente verhindert, wir haben auch im großen den vollkommen ungeordneten Zustand, den wir im kleinsten als die Brown'sche Bewegung kennen. Oft läßt sich in den sprunghaften Aenderungen der Windgeschwindigkeit eine gewisse Periodizität erkennen; ist dies der Fall, dann kann man u. U. für die Wahl des Zeitpunktes für das Kommando: „Los" beim Katapultstart vorteilhaft davon Gebrauch machen, indem man sich im Augenblick größter Windgeschwindigkeit hochwerfen läßt.

d) Die Bewegung von Luftteilchen außerhalb ihrer Gleichgewichtslage.

Ein nicht bewegtes Teilchen trockener Luft befindet sich in seiner Gleichgewichtslage, wenn es genau so schwer ist, d. h. die gleiche Temperatur hat, wie seine Umgebung.

Ist ein Teilchen wärmer, so steigt es, und die Beschleunigung, die sich in jedem Augenblick aus dem Temperaturunterschied gegen die jeweilige Umgebung ergibt, sorgt dafür, daß es immer schneller steigt. Die Geschwindigkeit nimmt zu, solange das Teilchen wärmer ist als seine Umgebung, auch dann, wenn die Temperaturdifferenzen selbst kleiner werden, nur ist in diesem Falle der Geschwindigkeitszuwachs geringer. Jn dem Augenblick, wo die Temperatur gleich der der Umgebung ist, hört das Wachsen der Geschwindigkeit auf. Wird das Teilchen schwerer, dann nimmt zunächst die Geschwindigkeit ab, erst nachdem sie ganz aufgezehrt wurde, kann ein Absinken eintreten. — Analog einem nach oben geworfenen Stein, auf den ja auch von Augenblick des Loslassens an die Schwerkraft nach unten ziehend wirkt. —

Ganz ähnliches gilt für das Absinken eines kälteren Teilchens.

Würde das Teilchen seine Form behalten, und würde keine Reibung auf es wirken, dann würde es, nachdem es aufgestiegen ist, wieder genau so weit unter seine Gleichgewichtslage heruntersinken, wie es ursprünglich unter dieser war. (Vgl. die Vorgänge am Pendel). Die Reibung sorgt dafür, daß die Ausschläge immer kleiner werden, die Mischung dafür, daß das Teilchen als solches schon nach wenigen Ausschlägen nicht mehr in der Umgebung wiedererkannt werden kann. Aber noch eines: war die ursprüngliche Form des Teilchens bei der Bewegung die eines langgestreckten Zylinders und ist die Gleichgewichtshöhe für alle einzelnen kleineren Teile dieses Teilchens die gleiche, dann steigen die unteren noch auf, während die obersten schon abgebremst sind. Ein Absteigen kommt für diese aber zunächst deshalb nicht in Frage, weil ja die unteren noch nachdrängen. Es tritt dann unter unseren Voraussetzungen ein seitliches Ausbreiten der oberen Partien des Teilchens ein. Die dadurch entstehende flachere Form bietet einen größeren Widerstand gegen Vertikalbewegungen, das Absinken geschieht deswegen wesentlich langsamer. Diese Formänderung ist einer der Gründe, weshalb wir in der freien Atmosphäre regelmäßig heftige Aufwärtsgeschwindigkeit ziemlich häufig, kräftige Abwärtsgeschwindigkeiten nur selten antreffen.

Eine Erwärmung der Luft findet vor allem in Bodennähe statt. Die Gleichgewichtshöhe dieser erwärmten Luftmassen liegt irgendwo in der Höhe. Der erste Anstieg zur Gleichgewichtslage

ist der kräftigste, der Abstieg ist schon schwächer wegen der Reibung und des Massenverlustes durch die Mischung; dies ist der zweite Grund dafür, daß kräftige Aufstiegsbewegungen an Zahl kräftigen Abstiegsbewegungen überwiegen.

Je kleiner ein Teilchen ist, umso rascher wird es absterben. Einmal deshalb, weil es wegen der Turbulenzvorgänge in seiner Begrenzung einzelne Massenteilchen verliert, dann aber auch, weil kältere Luftteilchen der Umgebung in unser aufsteigendes Luftquantum hineindringen, und dadurch den Temperaturunterschied der gesamten bewegten Masse gegen die Umgebung, und damit die wirkenden Kräfte, verringert (vgl. Abb. 5a—c, die solche Uebergänge durch Massenaustausch zeigen).

Die Temperaturverhältnisse ganz im Jnneren des aufsteigenden Teilchens, also dort, wohin noch keine Randstörungen vorgedrungen sind, sind nach den Ausführungen Ia bekannt. Die Temperaturverhältnisse in der Umgebung sind je nach der Wetterlage verschieden, nur haben wir noch niemals eine gleichbleibende Abnahme der Temperatur vom Boden bis an die Grenze der Atmosphäre feststellen können. Die Aenderungen der Temperaturdifferenzen innen gegen außen, müssen demnach Sprünge aufweisen. Dies ist für eine Rechnung unpraktisch, eine zeichnerische Darstellung vereinfacht die Uebersicht und gibt gleichzeitig die Möglichkeit, die Höhe der Vertikalbewegung abzuschätzen. Man bedient sich dazu des Emagrammes (= Energie-Masse-Diagramm). Es unterscheidet sich nur wenig vom Prinzip unserer früheren Darstellung, nur sind statt der Höhe die entsprechenden Luftdrucke eingetragen. (Dadurch verlaufen die Adiabaten nicht mehr geradlinig und auch ihre Neigung ändert sich ein klein wenig je nach dem Maßstab, in dem man die Drucke einträgt. Man nennt diese Diagrammvordrucke Adiabatenpapiere).

Die Adiabaten, die Linien, längs deren wir die Temperatur eines sich vertikal bewegenden Luftteilchens finden, verlaufen wieder von rechts unten nach links oben. An den Stellen, wo unsere bewegte Luftmasse durch einen Punkt dargestellt wird, der rechts von der Aufstiegskurve, die uns die Temperaturverhältnisse in der Umgebung gibt, liegt, ist er wärmer als die Umgebung in der gleichen Höhe. Liegt er auf der durch den Flugzeugaufstieg erhaltenen Kurve, dann hat er die gleiche Temperatur, liegt er links von ihr, dann ist er kälter. Liegt er also rechts von den Werten, die wir mittels unsere Temperaturmessung erhielten, dann erleidet er einen Auftrieb, usw.

Bringen wir vom Erdboden aus einen Punkt mit der dort herrschenden Temperatur zum Aufsteigen, dann muß sich seine

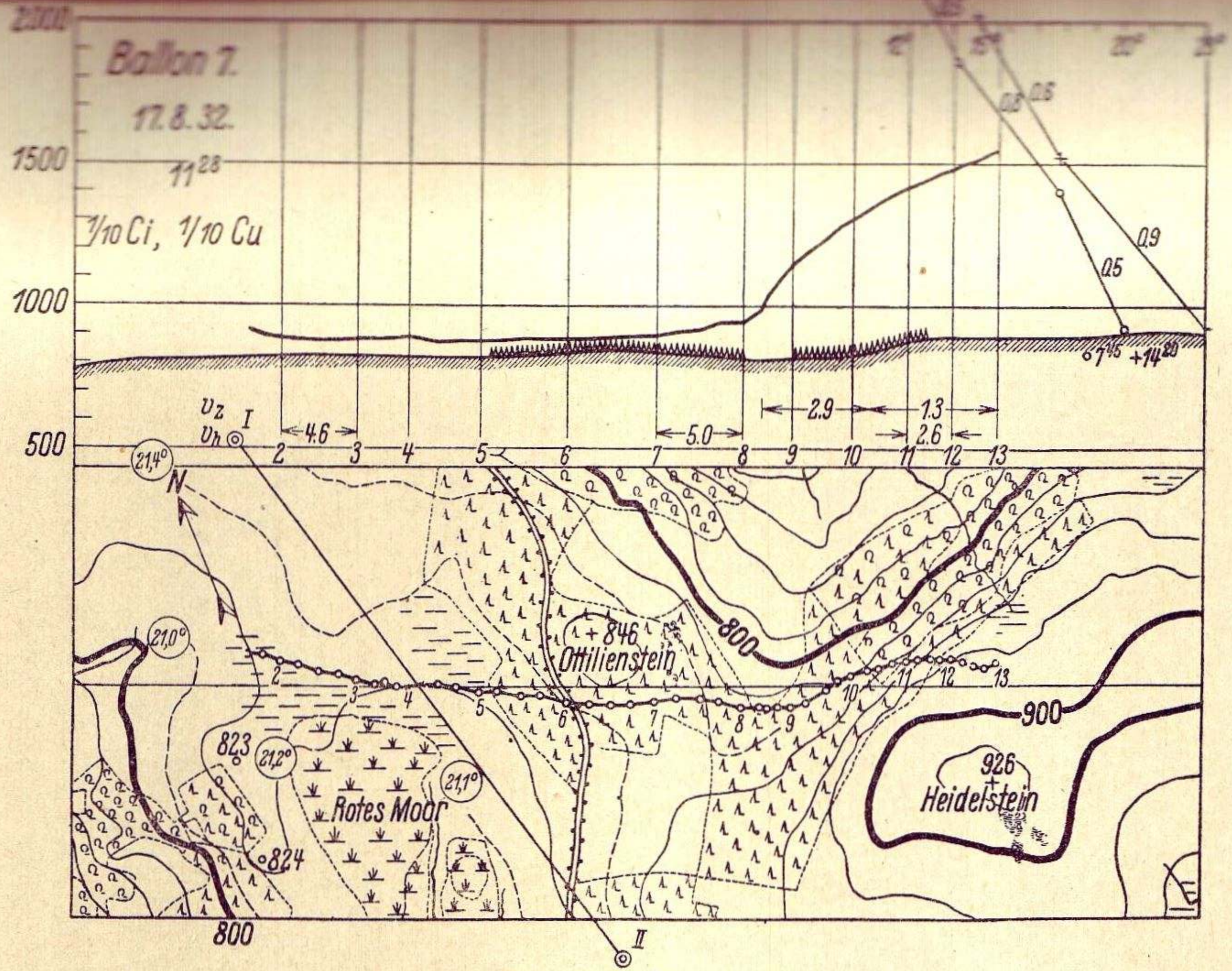


Abb. 5a.

Grund- und Aufriß der Abb. 5a—5c sind im gleichen Maßstabe gezeichnet. Rechts oben die Temperatur-Verteilungen mit der Höhe. I und II Lage der Meßstellen. v_z = Vertikal-, v_h = Horizontal-Geschwindigkeit.

5a. Nach ruhigem Zuge über dem ersten Teil des Waldes, Zunahme der Turbulenz, dann Aufstieg in einem Aufwindfeld.

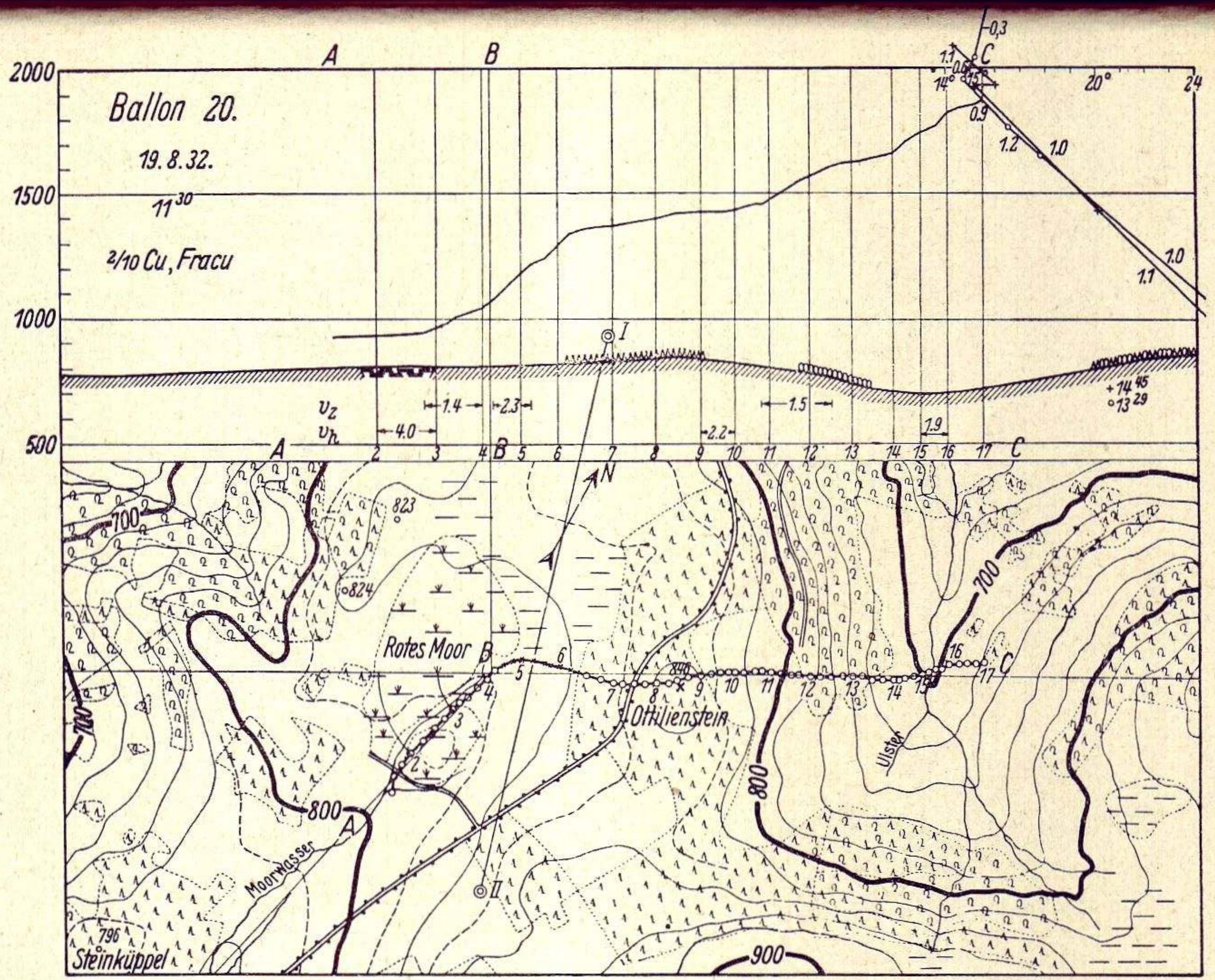


Abb. 5b.
Bockiger Aufstieg in der Mischungszone, bei 6 min 15 sec wird das Aufwindfeld verlassen, später kommt der Ballon wieder in die turbulente Grenzzone der aufsteigenden Masse.

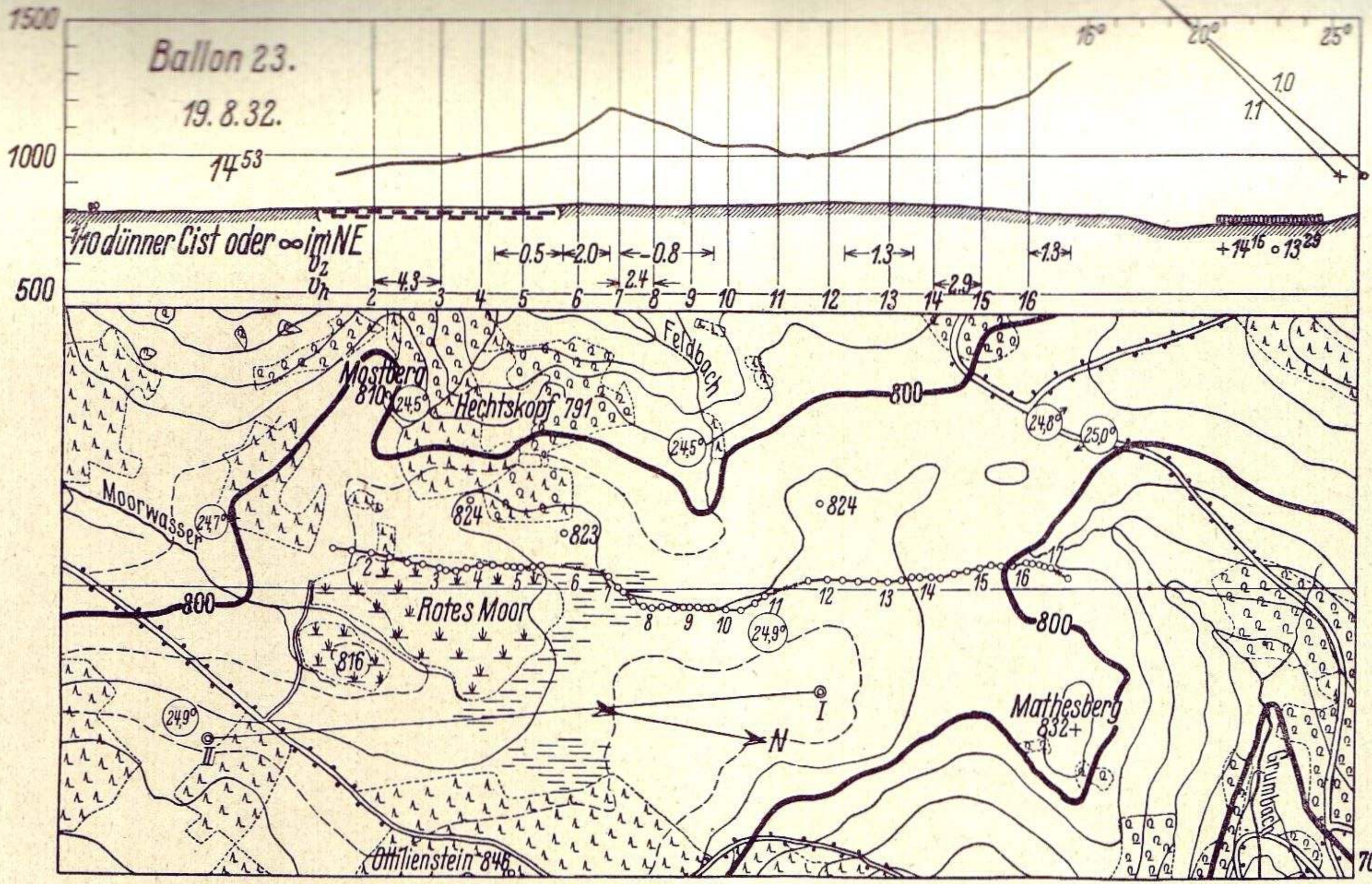


Abb. 5c.

Bei 6 min 45 sec verläßt der Ballon die Mischungszone und sinkt mit seiner Umgebung ab, später erneuter Anstieg. Es ist nicht zu entscheiden, ob beide Anstiege zum selben (dann aber sicher mit dem Winde wandernden) Aufwindfeld in der Höhe führen.

Temperatur nach den Werten längs der Linie a ändern. (Abb. 6.) Ein Teilchen in der Höhe des ersten Knickes der Kurve (Punkt 2) bewegt sich entsprechend den Werten, die wir an der Geraden b

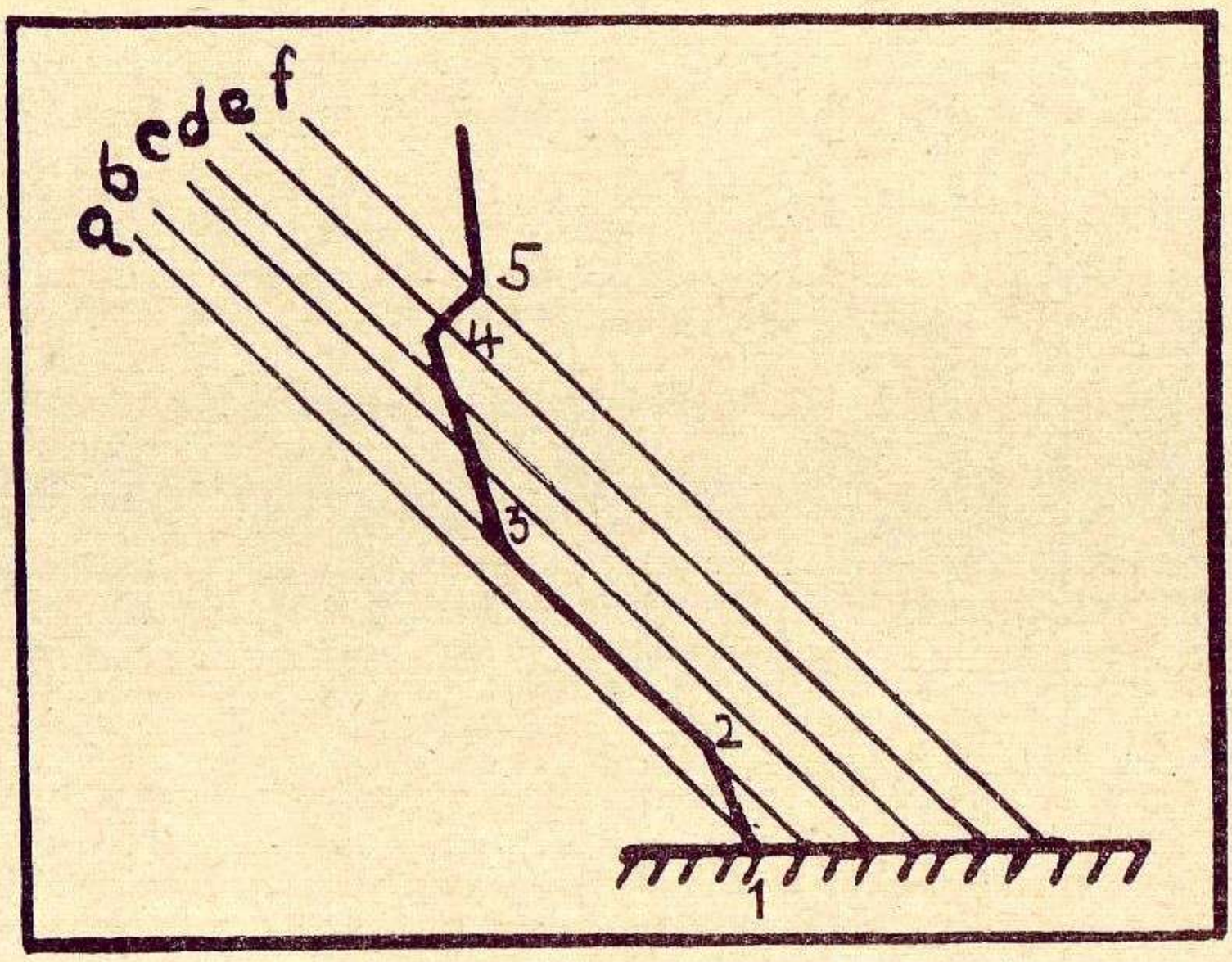


Abb. 6.

ablesen können; allein durch seine Temperatur und Höhe sind die Adiabate b und damit alle Temperaturänderungen bei Vertikalbewegungen des betreffenden Teilchens bestimmt.

Ist jetzt, etwa durch die Sonneneinstrahlung, ein Luftteilchen am Erdboden so erwärmt worden, daß der Punkt, durch den es in unserem Adiabatenpapier dargestellt wird, auf die Linie b zu liegen kommt, ohne daß sich sonst in der Atmosphäre etwas geändert hat, dann wird es einen Auftrieb erfahren und steigen; aber nicht schon im Punkt 2, sondern erst im Punkte 3 bei den Annahmen der Figur 6 werden die Beschleunigungen aus der Umgebung einen Abtrieb erzeugen, da von 2—3 die Temperaturabnahme in der Umgebung selber als adiabatisch angenommen wurde; von 2—3 ist der Auftrieb und der Abtrieb gleich Null. Erwärmen wir das Teilchen am Boden nochmals um den gleichen Betrag, bis zur Temperatur, die die Adiabate c am Boden angibt, so wird es höher steigen als bei der ersten Erwärmung, aber sein Höhengewinn ist kleiner als beim ersten Mal. Ganz wesentlich größer muß die Erwärmung am Erdboden sein, damit das Teilchen die Inversion 4—5 durchstößt, trotzdem der Höhenunterschied zwischen den Punkten selber nur sehr gering ist. Inversionen verhindern also die Vertikalbewegungen, man nennt sie deswegen auch oft Sperrschichten.

Das Emagramm hat nun noch folgenden Vorzug: Vernachlässigt man den Einfluß der Reibung, dann stellen die Flächen zwischen der Aufstiegskurve, der Adiabaten und den beiden Höhenlinien die Energie dar, die geleistet oder gebraucht wird, wenn das Teilchen um das betreffende Höhenintervall gehoben wird.

Wenn das Teilchen (Abb. 7) von der Höhe 1 nach der Höhe 2 steigt, dann wird dabei eine Energiemenge frei, die durch die wagerecht

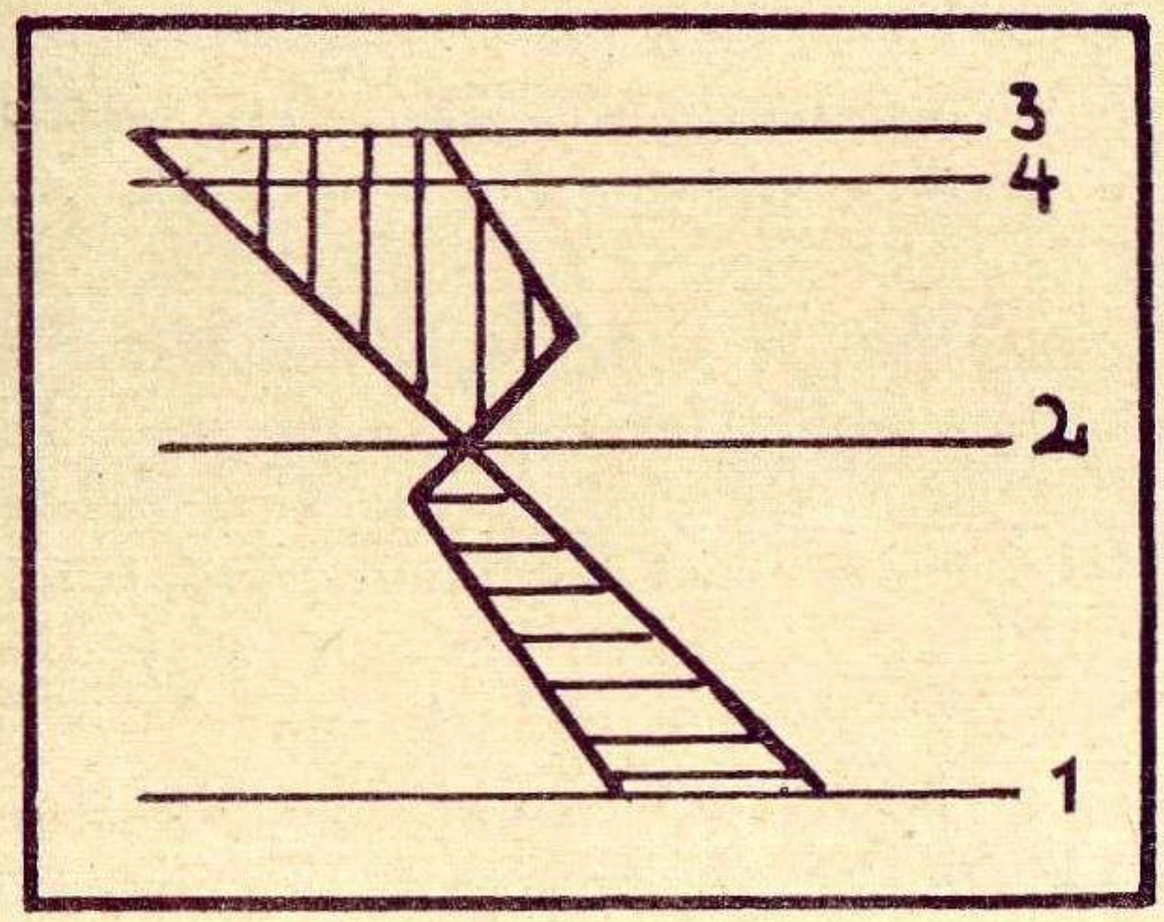


Abb. 7.

gestrichelte Fläche dargestellt wird. Diese freiwerdende Energie wird dazu benutzt, um das Teilchen nach oben zu beschleunigen. Um nun das Teilchen von der Höhe 2 nach 3 zu heben, muß man eine Arbeit leisten, die der senkrecht schraffierten Fläche entspricht. Im allgemeinen wird diese Energie aus der Massenträgheit des bewegten Teilchens gewonnen. Vernachlässigen wir weiter die Reibung, so wird das Teilchen von der Höhe 1, wo es noch keine Vertikalgeschwindigkeit haben soll, (etwa vom Erdboden) genau so hoch steigen, bis die vertikal schraffierte Fläche gleich der horizontalschraffierten ist. In unserer Figur also bis zur Höhe 4. Denn dann sind die geleisteten und die gebrauchten Energien einander gleich.

Berücksichtigt man die Reibung, dann werden die Verhältnisse verwickelter; wir werden später eine gut brauchbare Näherungsformel dafür angeben, die auch die Kondensationswärme mit berücksichtigt. Eines können wir aber hier schon mit Sicherheit sagen, die Höhe 4 wird nicht erreicht, oder gar überschritten werden können.

e) Ergänzende Bemerkungen.

1. Ungleichförmige Temperaturverteilungen im Aufwindfeld. Die Luft, die sich in segelfähigen Aufwindfeldern findet, ist in ihrer Temperatur nicht vollkommen

gleichförmig. Wir finden also im Inneren selbständige Aufwinde im allgemeinen Aufwind. Während also die Aufwärtsgeschwindigkeit im ganzen inneren Kern nach unseren früheren Betrachtungen als annähernd gleichförmig angenommen werden mußte, um das herum eine mehr oder minder breite (je nach der Zeit, die sich die Masse schon bewegt) Zone der Turbulenz mit abnehmender mittlerer Aufwärtsgeschwindigkeit sich bildet, findet man in der Natur manchmal kleinere Gebiete mit den größten Geschwindigkeiten irgendwo im Innern, ab und zu sogar dicht am Rande. Bei jungen Aufwindfeldern in niedriger Höhe über dem Boden ist der Uebergang von der bewegten Luft zur Umgebung meist ein ziemlich rascher mit scharfer Turbulenzzone, allmählich mit steigender Höhe wird die Grenzschicht breiter, und damit der Uebergang weicher. Nimmt die Vertikalgeschwindigkeit mit der Höhe aber rasch zu, dann wird trotz der breiteren Grenzzone der Uebergang kraß bleiben, weil die Geschwindigkeitsdifferenz innen gegen außen auch gewachsen ist.

2. Horizontale und vertikale Temperaturdifferenzen. Für die Vertikalbewegung ist die Temperaturdifferenz innen gegen außen von Bedeutung, nicht aber der absolute Wert der Temperatur selbst. Auch die Temperaturschichtung der übereinanderlagernden Luft ist für die Einleitung der Vertikalbewegung ohne Bedeutung. Diese erhält sie erst, wenn das aufsteigende Teilchen unterwegs ist. Bei labilem Gleichgewicht z. B. steigt es dann beschleunigt weiter. Die Einleitung der Bewegung kann also aus thermischen Gründen nur dort erfolgen, wo warme und kalte Luftmassen neben einander liegen, in allen andern Fällen muß durch eine äußere Einwirkung dieses Nebeneinander erst geschaffen werden, etwa dadurch, daß die Turbulenz aus dem Uebereinander ein kurzfristiges Nebeneinander macht, das dann zur Einleitung der Bewegungsvorgänge dient.

3. Die potentielle Temperatur. Um Luftteilchen, die in verschiedenen Höhenschichten liegen, im Bezug auf ihre peratur mit einander vergleichen zu können, muß man sie auf einen einheitlichen Druck beziehen, denn allein durch eine Druckänderung oder, was dasselbe ist, eine Vertikalverschiebung, ändert sich ja der mit dem Thermometer bestimmbare Wärmegrad. Man ist dahin übereingekommen, die Temperatur auf „Normaldruck“ zu beziehen. Als Normaldruck galt früher der von 760 mm Quecksilber, in der neueren Literatur der von 1000 mbar = 750,1 mm. Man nennt diese Werte der Temperatur die potentiellen Temperaturen. Will man die Werte nur eines einzigen Aufstieges oder mehrerer kurz hintereinander erfolgter miteinander vergleichen,

dann genügt es für die meisten Fälle, zu den Temperaturwerten in Celsiusgrad die Maßzahlen der Höhe, gemessen in Hektometern, zu addieren. In Abt. 6 ist der Punkt 2 dem absoluten Betrage nach kälter als Punkt 1, aber potentiell wärmer. Ist aus dem Zusammenhang eindeutig zu erkennen, welche Temperaturen gemeint sind, dann läßt man das Wort „potentiell“ fort; es hat demnach einen Sinn, bei einer unteradiabatischen Schichtung von der „wärmeren Luft in der Höhe“ zu sprechen, obgleich die Temperatur selber nach oben abnimmt.

II. Kondensationsvorgänge.

a) Wasserdampf, spezifische und relative Feuchte.

In unserer Atmosphäre ist außer dem im wesentlichen aus Sauerstoff und Stickstoff bestehenden Gasgemenge, das wir Luft, trockene Luft, nennen, auch stets Wasserdampf vorhanden, ein klares, farb-, geschmack- und geruchloses Gas, das den anderen beigemengt ist. Anschaulich, wenn auch physikalisch nicht einwandfrei, können wir sagen: der Wasserdampf sei in der Luft gelöst. Wir wissen von anderen Lösungen, z. B. Salz in Wasser, daß die Lösungsfähigkeit sich mit der Temperatur ändert. Nehmen wir Wasser einer bestimmten Temperatur, werfen etwas Salz hinein und rühren um, dann geht das Salz in Lösung. Nehmen wir wieder etwas Salz, dann wird auch dies in Lösung gehen usw. bis bis zu einer bestimmten Menge, die durch kein Umrühren mehr zum Auflösen zu bringen ist. Der Ueberschuß an Salz bleibt kristallförmig. Wir nennen jetzt die Lösung „gesättigt“, und zwar auch dann noch, wenn wir die überschüssigen Kristalle entfernt haben, wir also durch bloßes Ansehen nicht feststellen können, ob schon genügend Salz darin aufgelöst ist. Erwärmen wir die Lösung, dann können wir wieder frisches Salz hinzutun, es wird sich auflösen. Die erwärmte Lösung, der noch kein neues Salz hinzugefügt wurde, heißt ungesättigt. Bei der höheren Temperatur gehört also zur Sättigung eine größere Menge Salz pro Liter Wasser als bei der niedrigeren. Kühlt man eine gesättigte Lösung ab, dann kristallisiert das entsprechend der nun wieder geringeren Sättigungsmenge zu viel gelöste Salz wieder aus. Ganz analog stellen sich die Vorgänge bei Luft und Wasserdampf dar. Je wärmer die Luft, umso mehr Wasserdampf kann in ihr enthalten sein, ehe Sättigung eintritt; das überschüssige Wasser bleibt flüssig oder wird, wenn die Luft sich abkühlt, flüssig, es kondensiert.

Man kann den Wasserdampfgehalt der Luft etwa dadurch bestimmen, daß man 1 kg Luft mit irgendwelchen chemischen Mitteln austroknet und dann den Rest erneut wiegt, die Gewichtsdifferenz ist gleich dem Gewichte des entnommenen Wasserdampfes. Das Verhältnis g Wasser : kg feuchter Luft nennt man die spezifische Feuchte, wir wollen sie mit dem Zeichen s bezeichnen. Diese spezifische Feuchte s kann sehr stark schwanken;

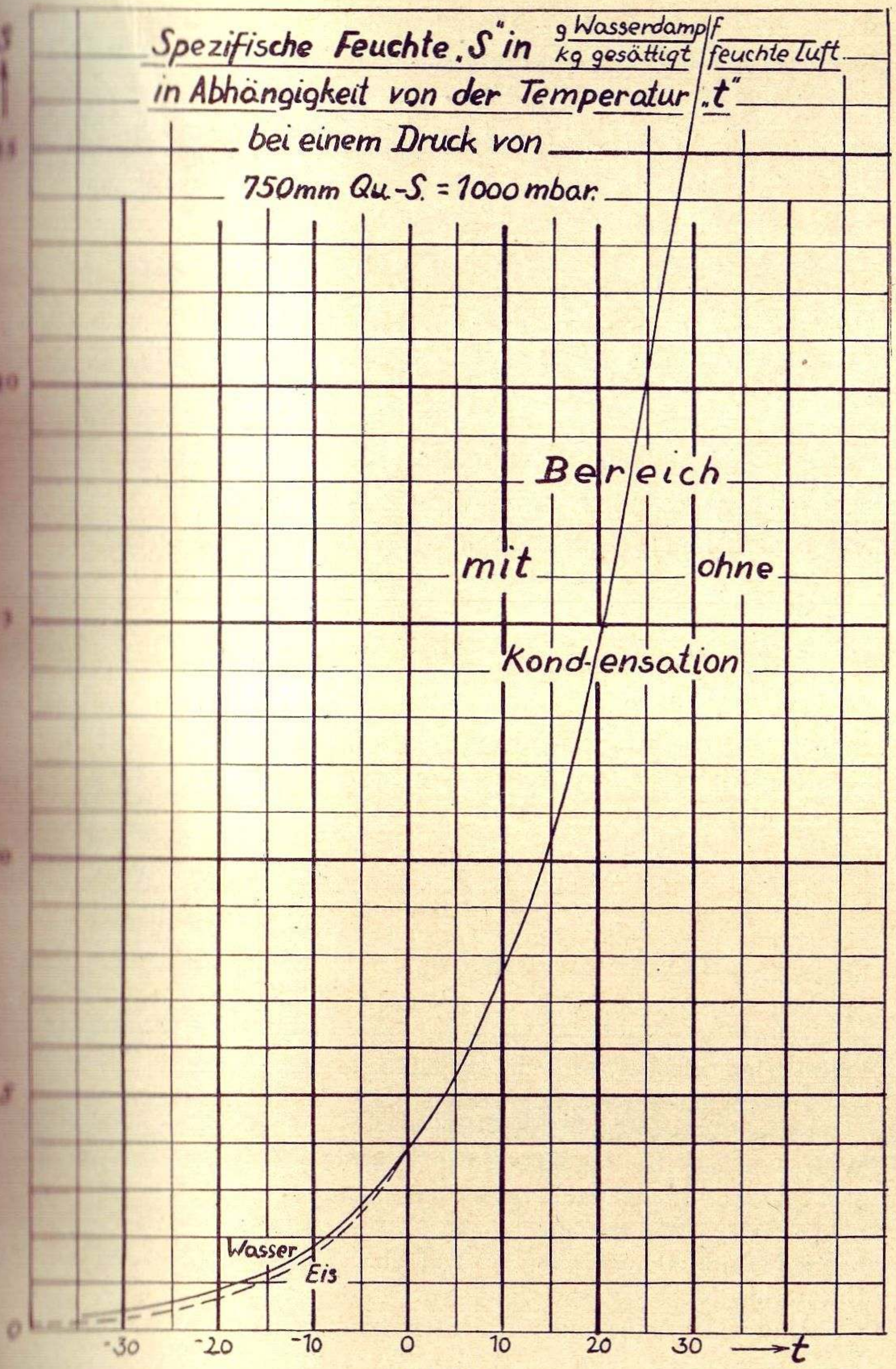

Spezifische Feuchte „S" in g Wasserdampf / kg gesättigt f feuchte Luft
in Abhängigkeit von der Temperatur „t"
bei einem Druck von
750mm Qu.-S. = 1000 mbar.
Bereich
mit
ohne
Kond-ensation
Wasser
Eis
0
-30
-20
-10
0
10
20
30
t

Abb. 8.

wie einleitend gesagt wurde, fand man in der freien Atmosphäre bis in große Höhen hinauf niemals den Wert $s = O$, wenngleich sehr kleine Beträge schon häufig gemessen wurden.

Eine besondere Rolle spielt die spezifische Feuchte für den Sättigungszustand, denn sie gibt den größtmöglichen Wert an, den s bei einer bestimmten Lufttemperatur erreichen kann; wir wollen sie mit S bezeichnen (vgl. Abb. 8).

So kann man bei 15^0 C bis zu 10,5 g Wasser als Wasserdampf in 1 kg Luft auflösen, bei $4{,}5^0$ aber nur 5,25 g. Luft von 15^0, die 5,25 g Wasser in Dampfform enthält, ist ungesättigt. Als Maß für den Grad der Sättigung hat man die relative Feuchte RF. eingeführt, die das Verhältnis s : S in % angibt:

$$RF. = 100 \times s/S$$

$$= 100 \frac{\text{tatsächlich vorhandener Wasserdampfgehalt.}}{\text{bei der gegeb. Temp. größtmöglicher}}$$

In unserem Beispiel haben wir eine RF. $= 100 \cdot 5{,}25 : 10{,}5 = 50$ %. Im Zustand der Sättigung ist die RF. $= 100$ %.

Bei 20^0 ist S = 14,6 g Wasser / 1 kg Luft; nehmen wir eine Luftmasse von 20^0 C mit s = 9,5 g/kg, dann ist RF. = 65 %. Kühlen wir um 2^0 auf 18^0 C ab, dann wird S = 12,7, s bleibt aber 9,5. RF. wird also ca. 75 %; bei $13{,}4^0$ herrscht für diese Luftmasse Sättigung: s = S = 9,5, RF. = 100 %. Kühlen wir weiter auf 10^0 C ab, dann wird S = 7,6 g/kg, es müssen also 9,5 — 7,6 = 1,9 g Wasser/kg Luft aus dem dampfförmigen in den flüssigen Zustand übergehen, auskondensieren. Man nennt die Sättigungstemperatur, weil bei ihr die Kondensation beginnt, auch Kondensationstemperatur.

Bei Temperaturen unter 0^0 kann der Wasserdampf direkt in Eis (Schnee) übergehen, man sagt, der Dampf sublimiert. In den niederen Schichten der freien Atmosphäre sind aber vielfach Wolken aus Wassertropfen noch bei Temperaturen von — 20^0 beobachtet worden. Die Ursachen für dieses abweichende Verhalten sind nicht vollständig bekannt.

Anders als unsere Salzwasserlösung verhält sich der Wasserdampf bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt: ist nur flüssiges Wasser neben der feuchten Luft vorhanden, dann kann die Luft eine größere Menge Wasser in Dampfform aufnehmen, als wenn neben dem Dampf auch noch Eis (etwa Schneekristalle) vorhanden sind. Der gegabelte Teil der Kurve Abb. 8 zeigt die Unterschiede.

Und noch ein anderer Unterschied besteht: Die Fähigkeit, Wasserdampf zu lösen, also der Wert S, ändert sich mit dem Luftdruck derart, daß S mit abnehmendem Luftdruck etwas

wächst; der Luftdruck übt jedoch keinen Einfluß auf s, den tatsächlich vorhandenen Wasserdampfgehalt bei Vertikalbewegungen aus. (Der Dampfdruck E ist direkt und nur von der Temperatur abhängig und es ist angenähert $S = 623 \cdot \frac{E}{b}$, b = Luftdruck).

b) Kondensationswärme.

Um 1 g flüssiges Wasser von der Temperatur t in Wasserdampf überzuführen, man nennt diesen Vorgang häufig „Verdunsten" statt „Verdampfen", braucht man 597,83 — 0,647 · t cal. Man braucht also ca. 533 cal, um 1 g Wasser bei 100° C zu verdampfen, während man nur 100 cal. braucht, um das Wasser von 0° auf 100° zu erwärmen. Bei jeder Temperatur, nicht nur beim Sieden, kann Wasser verdampfen. (Das Frösteln im Badeanzug nach dem Schwimmen ist darauf zurückzuführen, daß der Anzug trocknet, d. h. daß das Wasser verdampft und dabei seiner Umgebung, der Haut, die dazu nötige Wärmemenge entzieht.)

Geht jetzt umgekehrt der Dampf wieder in die flüssige Form über, kondensiert er also, dann wird die beim Verdampfen gebrauchte und im Wasserdampf gebundene Wärme wieder frei. Kühlen wir also ein Luft-Wasserdampf-Gemisch, feuchte Luft, ab, dann muß von dem Augenblick an, in dem die Kondensation einsetzt, die Abkühlung langsamer vor sich gehen als vorher, weil die freiwerdende Kondensationswärme zur Erwärmung der Luft dient. Eine eigentliche Temperaturerhöhung kann durch die freiwerdende Kondensationswärme natürlich nicht eintreten, denn würde die Luft tatsächlich wieder wärmer, dann müßte ein Teil des Wassers wieder verdampfen und damit wieder Wärme binden, weil S mit zunehmender Temperatur ja wieder größer wird.

Bei hohen Temperaturen ändert sich S mit der Temperatur verhältnismäßig rasch, bei niedrigen langsam. Bei hohen Temperaturen muß also auch viel Wasser kondensieren, damit wird aber auch mehr Kondensationswärme frei als bei niedrigen, die Abkühlung erfolgt also bei hohen Temperaturen langsamer als bei an und für sich schon tiefen.

Wir sahen früher, daß aufsteigende trockene Luft sich um 1° C/100 m abkühlt, sie ändert ihre Temperatur längs der Adiabaten. Tritt Kondensation ein, so wird die Abkühlung während des Hebens verlangsamt, und zwar bei an sich hohen Temperaturen stärker als bei tiefen. Die Temperaturabnahme mit der Höhe beträgt in Bodennähe für eine unter Kondensation aufsteigende Luftmasse bei

	30	20	10	0	—10	—20	—30°	
nur noch	0,37	0,44	0,54	0,62	0,75	0,86	0,91°	/100 m

In den Adiabatenpapieren sind die Linien, längs deren sich die Werte für die aufsteigende Wolkenluft ändern, eingezeichnet, man nennt sie die Feuchtadiabaten und im Gegensatz dazu unsere alten Adiabaten Trockenadiabaten.

Steigt eine Wasserdampf enthaltende Luftmenge auf, so ändert sie ihre Temperatur zunächst längs des Trockenadiabaten bis das Kondensationsniveau erreicht ist, dann längs der Feuchtadiabaten. Da sich jetzt beim Aufsteigen die Temperatur nur noch langsamer ändert, kann es vorkommen, daß eine Schichtung, die für aufsteigende trockene Luft stabil ist, für die Wolkenluft labil wird. Man spricht dann von einer feuchtlabilen Schichtung.

Bei einer feuchtlabilen, aber trocken stabilen Schichtung muß also ein ungesättigtes aus seiner Gleichgewichtshöhe gehobenes Teilchen sich wieder in seine alte Höhenlage zurückbewegen, ein gesättigt feuchtes dagegen unter Wolkenbildung beschleunigt weitersteigen. Es ist klar, daß feuchtlabile Gleichgewichtszustände in der Atmosphäre häufiger auftreten als trockenlabile (trockenlabile sind ja erst recht feuchtlabil), und daß durch die Wolkenbildung eine Umlagerung der Luftmassen wesentlich gefördert wird. Im Folgenden nennen wir eine Schichtung auch dann schlechtweg „labil“, wenn sie auch nur feuchtlabil ist, vorausgesetzt, daß es bei der herrschenden Wetterlage zur Wolkenbildung innerhalb dieser Schichten kommt.

Steigt ein Wolkenluftteilchen ab, dann erwärmt es sich natürlich auch nicht um 1°/100 m, sondern um so viel weniger, als zum Verdampfen Wärme gebraucht wird: sowohl aufsteigende als auch absteigende Wolkenluft ändert ihre Temperatur nach der Feuchtadiabaten.

c) Wolkentröpfchen.

Die Bildung von Tröpfchen aus Wasserdampf ist nur möglich, wenn irgendwelche Körper da sind, an denen sich das Wasser niederschlagen kann. Haben wir große Flächen fester Körper, dann sagen wir, daß die Körper beschlagen. In der freien Atmosphäre schlägt sich das Wasser an Dunst-Teilchen, Salzkristallen und Ionen nieder. Die sich bildenden Tropfen unterliegen naturgemäß der Erdanziehung und fallen entsprechend zur Erde. Nur ist bei den kleinsten Tropfen ($\varnothing = 0{,}005$ mm) die Sinkgeschwindigkeit so klein, daß wir sie praktisch gleich Null setzen müssen, sie schweben wie Sonnenstäubchen in der Luft.

Bei	sind die Tropfen-∅	und beträgt die Sinkgeschw.
dünnem Nebel	0,02 mm	1,3 cm/sec
dichtem Nebel	0,2	78
Sprühregen-	0,4	180
leichtem Regen	0,9	426
schwerem Landregen	3—4	ca. 700
Wolkenbruch	6—10	ca. 800

Schon bei dichtem, nässendem Nebel finden wir merkbare Sinkgeschwindigkeiten.

Steigt ein Teilchen Wolkenluft auf, das nur sehr kleine Tropfen enthält, dann nimmt es diese mit sich in die Höhe, der Gesamtwassergehalt eines kg dieser Luftmasse ändert sich also nicht. Sind größere Tropfen vorhanden, dann sinken diese in Bezug auf die aufsteigende Luftmasse. — Dabei können diese Tropfen in Bezug auf den Erdboden natürlich auch weiterhin steigen, sie steigen nur, wie ein Segelflugzeug, langsamer als die aufsteigende Luft. Ganz analog wie ein Fahrgast im fahrenden D-Zug, der vom ersten zum letzten Wagen geht, auch, bezogen auf die feste Erde, in der Fahrtrichtung bewegt wird. — Das zuerst aufsteigende Wolkenluftteilchen verliert an Gesamtwassergehalt, das darunter liegende gewinnt. Wir wollen für den Augenblick einmal annehmen, daß aus dem unteren Teilchen kein Wasser herausfällt. Sinken jetzt beide Luftteile wieder ab, dann wird im ersten Luftteilchen alles Wasser wieder verdampft sein, bevor die alte Kondensationshöhe erreicht ist, und von dieser neuen Höhe an folgt das Teilchen der Trockenadiabaten; im zweiten Teilchen wird das neue Kondensationsniveau erst in einer tieferen Schicht liegen, als beim Aufstieg. Das erste Quantum hat durch den ganzen Prozeß eine höhere potentielle Temperatur erhalten, das zweite eine tiefere. Der erste dieser beiden Vorgänge hat eine besonders wichtige Bedeutung für den Wärmeumsatz in der Atmosphäre durch Wolken, aus denen Regen fällt. Der zweite Vorgang erklärt die Tatsache, weshalb die Unterfläche von sich auflösenden Wolken oft etwas sinkt.

d) Die Steiggeschwindigkeit.

Unter Berücksichtigung der Reibung und der Kondensationswärme hat P. Raethjen eine Formel aufgestellt,*) die gestattet, mit guter Näherung die Vertikalgeschwindigkeit v der aufsteigenden Luft zu bestimmen. Es sei T die absolute Temperatur der

*) Met. Zsch. 1931 S. 15.

aufsteigenden Luft, T' die absolute Temperatur der Umgebung, T" die der Trockenadiabaten. Man findet T, so lange sich die Luft unterhalb des Kondensationsniveaus befindet, in unserem Adiabatenpapier auf der Trockenadiabaten, also gleich T", darüber auf der Feuchtdiabaten; T auf der durch einen Temperaturaufstieg etwa mittels Flugzeugs gelieferten Kurve.) Dann wird

$$v^2 = 0{,}05 \int_{h_1}^{h} [T - T' - 0{,}11\,(T - T'')]\,dh.$$

Das zweite Glied verschwindet also unterhalb des Kondensationsniveaus.

Beispiel: Flug von Bedau auf „Luftikus", Wasserkuppe 24. Aug. 1930.

h	1,4	1,6	1,8	2,0	2,2	2,4	2,6	2,8	km
v ber.	0,0	3,8	5,8	6,8	7,7	8,7	9,5	9,0	m/sec
v gem.	1,4	(0,8)	4,4	6,7	6,7	6,3	—	—	m/sec

Nach ca. 3½-stündigem Fluge, der meteorologisch nichts Besonderes zeigte, wurde Bedau plötzlich in eine Cumulus-Wolke hineingehoben mit einer maximalen Vertikalgeschwindigkeit von 6,7 m/sec. Nach diesem Aufwind kam eine Abwindböe, welche die Maschine sofort aus der normalen Fluglage brachte. Der rasche Abstieg ist auf das Zusammenwirken von Abwind und Trudeln (?) zurückzuführen. Die Zustandskurve zeigt bis 2600 m feuchtlabile Schichtung, darüber eine Inversion. Wir erkennen in Fig. 9 bei der Temperaturkurve außerdem deutlich, daß die über ihre Gleichgewichtslage hinausgehobene Luft im oberen Teil der Wolke wesentlich kälter ist als ihre Umgebung.

In anderen Fällen ergaben sich teilweise ganz genaue Uebereinstimmungen von berechneten und gemessenen Vertikalgeschwindigkeiten. Dieses Beispiel wurde trotzdem gewählt, weil hier die Unterschiede der Vertikalgeschwindigkeit innerhalb einer Wolke in der gleichen Höhenschicht so deutlich zum Ausdruck kommen wie in keinem anderen zur Verfügung stehenden. Wir wiesen auf diesen Umstand schon unter I e 1. hin. Es besteht kein Zweifel, daß eine große Anzahl der aufsteigenden Teilchen die Geschwindigkeitsverteilung aufwies, die sich nach der Formel ergibt. Da aber genau so zweifellos die Temperatur und Feuchtigkeit der unten in die Wolke eintretenden Luft wechselt, müssen innerhalb der Wolke verschiedene Vertikalgeschwindigkeiten im gleichen Querschnitt und auch an derselben Stelle zu verschiedenen Zeiten auftreten. Die starke Abwindböe, die die Maschine ins Trudeln brachte, rührt von einem innerhalb der Wolke absinkenden großen, über seine Gleichgewichtslage hinausgeschossenen Luftteil her. Dies

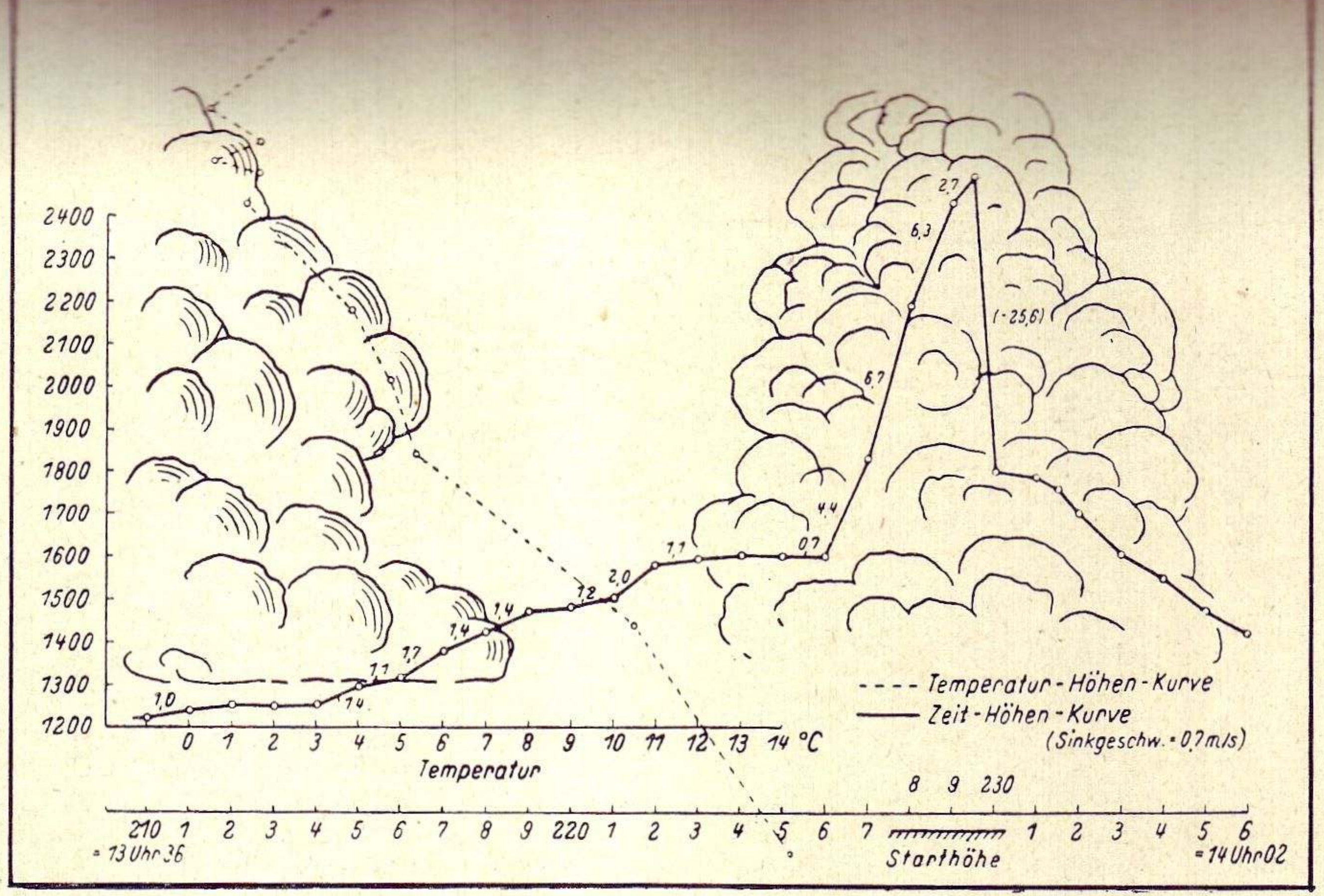

2400
2300
2200
2100
2000
1900
1800
1700
1600
1500
1400
1300
1200
1,0
1,4
1,7
1,7
1,4
1,2
2,0
1,1
0,7
4,4
6,7
6,3
2,7
(-25,6)
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 °C
Temperatur
---- Temperatur-Höhen-Kurve
—— Zeit-Höhen-Kurve
(Sinkgeschw. = 0,7 m/s)
8 9 230
210 1 2 3 4 5 6 7 8 9 220 1 2 3 4 5 6 7 1 2 3 4 5 6
= 13 Uhr 36
Starthöhe
= 14 Uhr 02

Abb. 9.



Jnvent. Nr. 1629

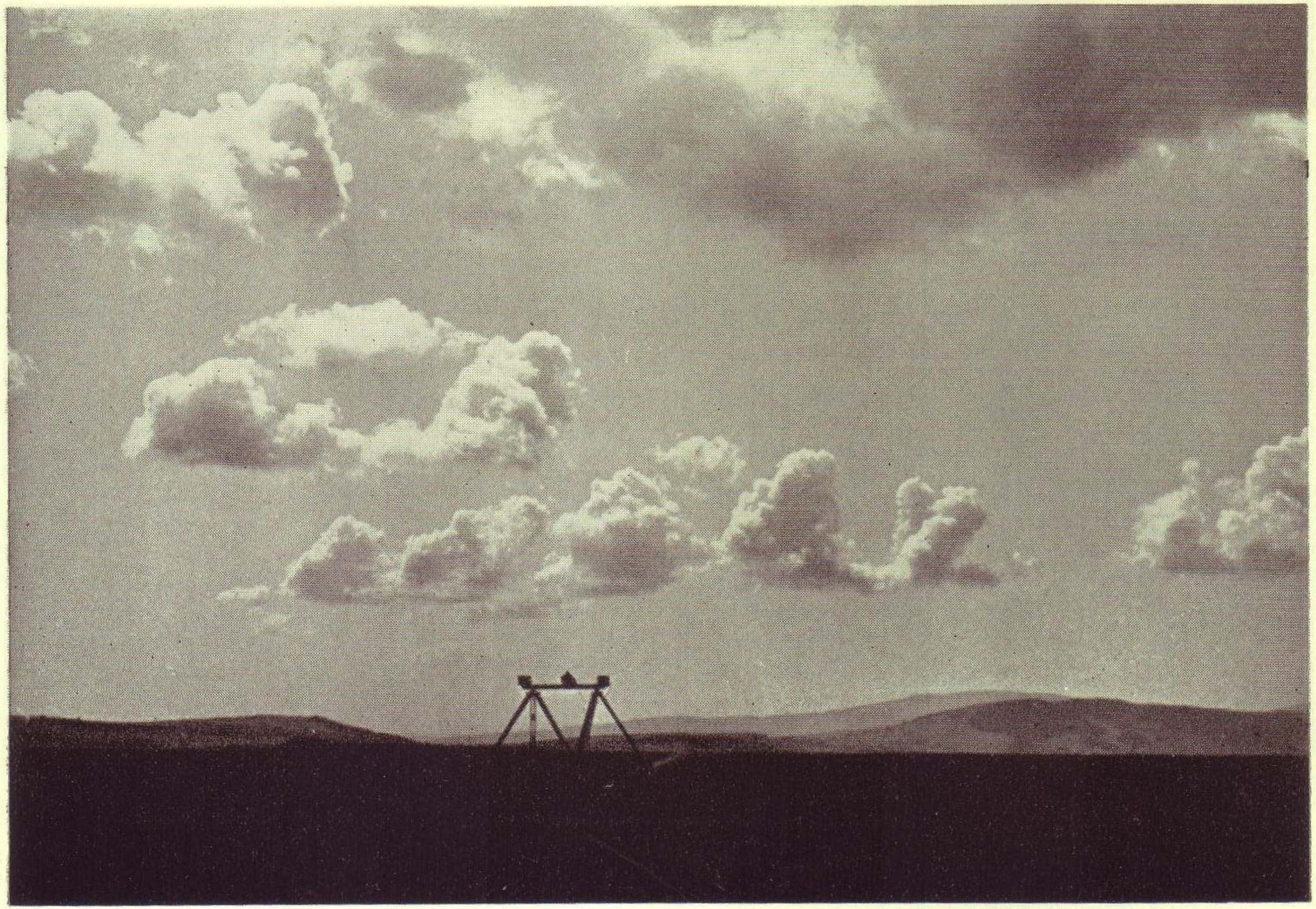


Abb. 10. Thermisch entstandene Cu.-Wolken über der Rhön. Fot. W. Schmuck.
Sept. 1932 gegen 11 Uhr (siehe Abb. 10a).

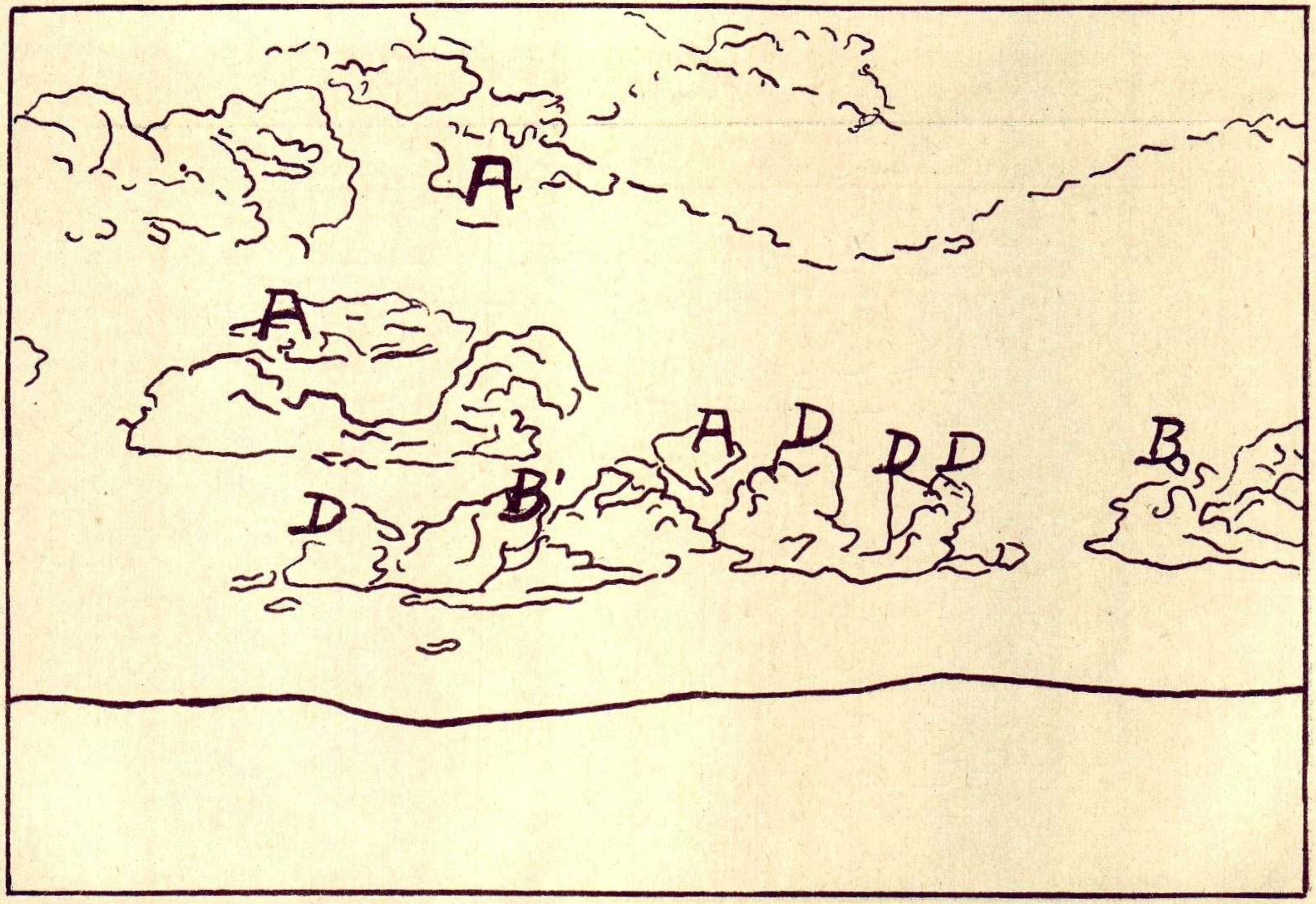


Abb. 10a. Man beachte neben den stark aufsteigenden Wolken die Auflösungsformen, besonders typisch bei A, die Abschnürung beim Beginn des Zusammensinkens B, die auch schon bei B' angedeutet ist. Unter all diesen gekennzeichneten Wolken ist mit wenig Aussicht auf Erfolg nach Aufwind zu suchen im Gegensatz besonders zu den Wolken D.

zeigt uns, daß wir auch innerhalb einer wachsenden Wolke mit allerdings zeitlich und räumlich eng begrenzten Abwinden zu rechnen haben.

e) Die Cumuluswolke.

Nehmen wir den Aufwind vorläufig noch als irgendwie entstanden an, d. h. schließen wir zunächst noch die bodennächsten Schichten bis etwa 100 m über dem Boden aus unseren Betrachtungen aus, dann können wir folgendes sagen: Gelangt in diese Schicht von unten warme Luft, dann wird sie sich beschleunigt nach oben bewegen. Ist die Schichtung stabil, dann wird verhältnismäßig bald die Bremsung einsetzen, ist sie nicht stabil, dann wird die Luftmasse erst recht stärker beschleunigt, eine Bremsung wird erst eintreten, wenn irgendwo die Schichtung für unsere Luftmasse genügend stabil geworden ist. Die Luftmasse steigt aber infolge ihrer Trägheit über diese Gleichgewichtslage hinaus. Häufig tritt nun der Fall ein, daß sie dabei erneut in eine Schicht kommt, in der sie wieder im labilen Gleichgewicht ist, vor allem dann, wenn inzwischen Kondensation eingetreten ist. Die Vertikalgeschwindigkeit der aufsteigenden Masse braucht also nicht immer mit der Höhe bis zu einem Maximum zu wachsen, um dann wieder abzunehmen, sondern sie kann mehrmals sich vergrößern und wieder abnehmen.

Oberhalb des Kondensationsniveaus kann man die gehobene Luftmasse sehen. Die Wolkenart, die dabei entsteht, nennen wir Cumuluswolke.

Da für die Vertikalbewegung nur die Temperaturdifferenz innen gegen außen eine Rolle spielt, gleichgültig, woher diese entstammt, so unterscheiden sich im Prinzip die Bewegungen der trockenen und der unter Kondensation aufsteigenden Luftmassen nicht. Wir haben also in der Cumuluswolke ein getreues Abbild unseres Aufwindfeldes. Die Wolke entsteht, wächst, sinkt wieder zusammen und stirbt ganz ab. Die balligen Teile ihrer Begrenzungsfläche zeigen uns, wie nicht bis genau zum Rand hin der Aufwind gleichmäßig stark auftritt, die sich nach oben verjüngende Form zeigt den Einfluß der Reibung, welche Massen aus dem aufwärtsbewegten „Teilchen“ absondert. Das seitliche Ausbreiten unter Sperrschichten ist sehr häufig gut zu beobachten; bei Flugzeugaufstiegen oder Wolken in der Nähe des Horizontes sieht man auch oft den Fall, daß die Sperrschicht von einzelnen Massen der Wolke durchstoßen wird; gerade hier ist das Zusammensinken der über ihre Gleichgewichtslage hinausgeschossenen Luft am besten zu beobachten.

Denken wir nochmals an unsere Gleichung über die Vertikalgeschwindigkeit: es war dabei nichts über die Größe des „Luftteilchens“ ausgesagt. Sie gilt für das ganze Aufwindfeld, die aufsteigende Gesamtmasse, sie gilt aber auch für jedes einzelne k l e i n e Teil desselben. Tritt jetzt durch unsere 100 m-Schicht nicht mehr eine einzige, irgendwie allseitig (also auch oben und unten) begrenzte Luftmasse, sondern eine Kette von derartigen Luftmassen hindurch, so ist klar, daß jedes einzelne den abgeleiteten Bewegungsgesetzen gehorcht. Dann wird das erste Glied dieser Kette vielleicht schon seine Gipfelhöhe erreicht haben in dem Augenblick, wo das letzte die 100 m-Schicht gerade passiert, oder schon noch früher. Dieses erste Glied, das da oben die Aufwärtsgeschwindigkeit Null erreicht hat, wird nun von dem Nächsten zur Seite geschoben, breitet sich vielleicht aus und sinkt langsam wieder ab. Hat es an seinem Gesamtwassergehalt viel verloren, dann erreicht es in irgendeiner Höhe, die weit über dem Kondensationsniveau liegt, das Trockenstadium und bewegt sich jetzt nach der Trockenadiabaten weiter. Bei trockenstabiler Schichtung wird es bald zur Ruhe kommen; seine Gleichgewichtshöhe liegt höher, als sie beim Aufstieg lag. Die absteigende Bewegung dieses Teiles wird als leichter Abwind in der Umgebung der Wolke sich bemerkbar machen. Inzwischen habe ein mittleres Glied der Kette die 100 m-Schicht passiert. Es steigt auch durch sein Kondensationsniveau wie alle seine Vorgänger; das erste hatte bis in seine Gipfelhöhe den Stirnwiderstand zu überwinden, das zweite erst von dem Augenblick an, in welchem es das erste verdrängt, das dritte hatte bis zur Gipfelhöhe des zweiten auch nur die Reibung an der seitlichen Begrenzung zu überwinden, unser „mittleres Luftteilchen“ wird also auch wieder etwas höher steigen als alle seine Vorgänger und den nachfolgenden den Weg erleichtern. Allerdings nur unter der Voraussetzung, daß die Teilchen alle die gleiche Temperatur und Feuchte an der Eintrittsstelle haben. Bei starker Kondensation aber reichert sich dadurch, daß immer wieder Tropfen aus den vorher aufgestiegenen Luftteilchen in die nachfolgenden von oben hineinsinken, langsamer zwar als deren Aufstiegsgeschwindigkeit ist, der untere Teil der Wolke mit flüssigem Wasser an. Die aufwärtssteigende Luft muß das Gewicht dieser Wassertropfen mitheben, ihre Steiggeschwindigkeit wird dadurch verringert: die Wasserzunahme wirkt abbremsend, die Gipfelhöhe der einzelnen Teilchen wird darum niedriger. Mit unserem in Rede stehenden mittleren Teilchen habe die Wolke ihre größte Höhe erreicht. An den Bewegungen in Gipfelnähe sieht man deutlich noch das Aufsteigen der Luftteilchen im Innern der Wolke:

man sieht ein eigentümliches Brodeln. Nun steige das letzte Glied unserer Kette durch die 100 m-Schicht, es folgt allen vorangegangenen nach, hinter ihm ist aber kein Nachfolger mehr: hinter ihm ist es mit dem Aufwind zu Ende. Auch es passiert das Kondensationsniveau und steigt unter Kondensation weiter. Im Wolkengipfel bemerkt man noch immer das Aufsteigen der Luftmassen, aber unter der Wolke ist kein Aufwind mehr. Auch das letzte erreicht schließlich seine Gipfelhöhe, alle seine Vorgänger sind im Absinken oder haben schon mehr oder minder lange ihre Gleichgewichtslage eingenommen.

Solange die absteigende vertikale Bewegung herrscht, geht der Auflösungsprozeß ziemlich rasch vor sich, da die Erwärmung durch das Absinken die Verdampfung unterstützt. Die besonders mit Wassertropfen angereicherten unteren Teile der Wolke erreichen aber oft ihre thermische Gleichgewichtshöhe, ohne daß sich alles flüssige Wasser in die Dampfform zurückverwandelt hat. Von jetzt ab geht der Prozeß nur noch langsam vonstatten. Die einstrahlende Sonnenwärme und die Mischung durch die Turbulenz bewirken ihn schließlich. Gerade an diesen Wolkenresten kann man öfters die Turbulenz in der freien Atmosphäre studieren: man sieht so etwas wie Wirbelbewegungen, aber selten auch nur eine einzige vollständige Umdrehung, häufig schlängelt sich die Wolkenluft in ganz unregelmäßigen Bewegungen in die Umgebung hinein; der Zusammenhang unter den einzelnen Teilen der Wolkenluft verliert sich allmählich immer mehr, die relativ trockene Luft der Umgebung nimmt den Wasserdampf auf. (Vgl. auch VIIa).

Wir betrachteten soeben eine Kette von einzelnen Luftquanten, die nacheinander von derselben Stelle aus zum Aufsteigen kommen. Für den Aufwindstrom werden die Verhältnisse selbstverständlich die gleichen, nur daß sie stetig ineinander übergehen.

f) Der Einfluß des horizontalen Windes.

Bisher hatten wir auf die horizontale Luftbewegung keine Rücksicht genommen, haben die Vorgänge also so geschildert, wie sie sich etwa bei Windstille abspielen. Weht der Wind in allen Höhenschichten gleichmäßig nach Richtung und Stärke, dann setzen sich beide Geschwindigkeiten zu einer solchen schräg aufwärts zusammen. Etwas anders werden aber die Verhältnisse, wenn sich der Wind mit der Höhe ändert. Er wird nicht in der Lage sein, sofort die ganze Luftmasse, die sich ihm als Hindernis in den Weg stellt, zu beschleunigen und seitwärts mit seiner eigenen Geschwindigkeit zu transportieren. Er wird z. T. zum Um-

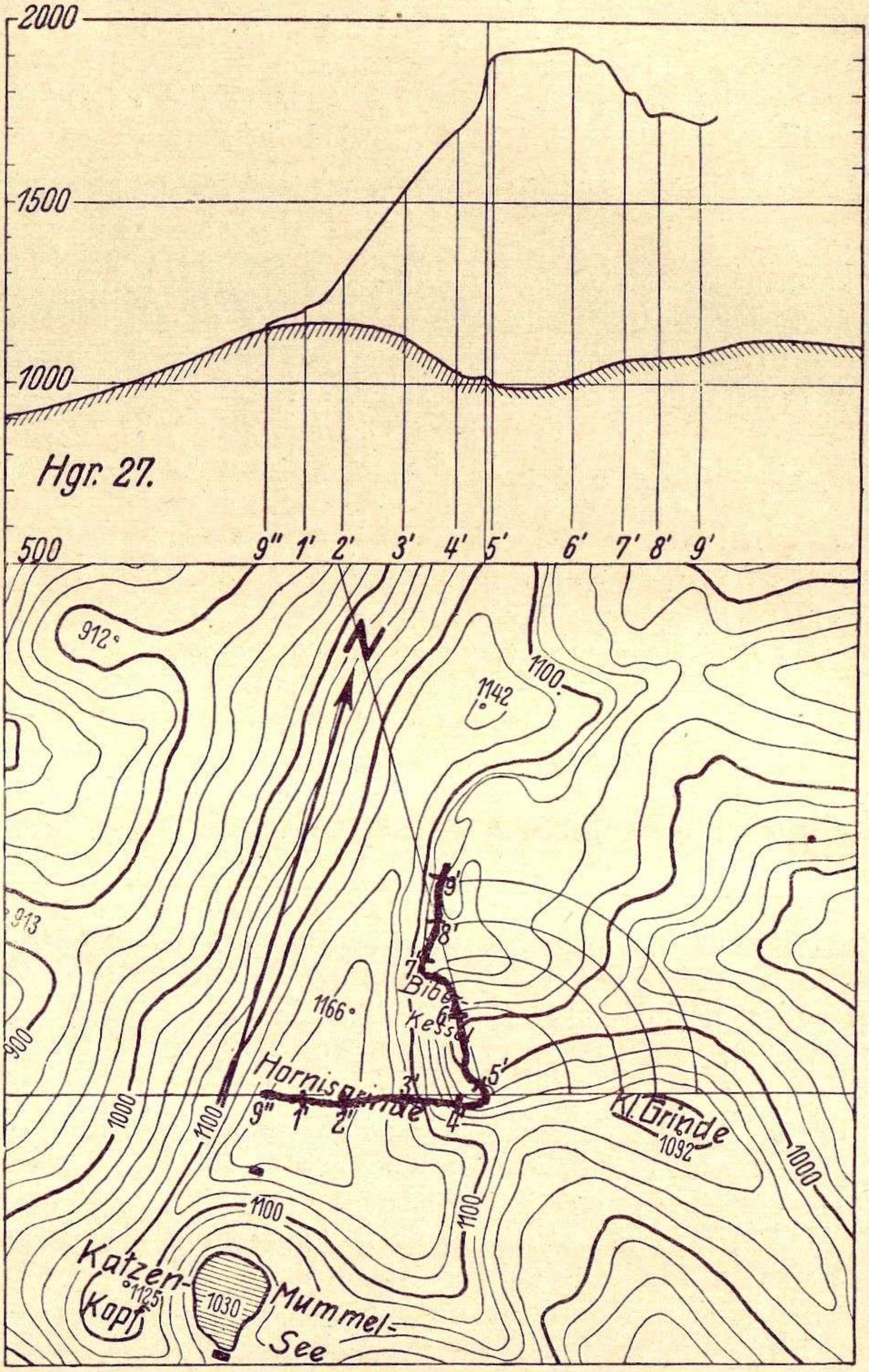

26. 7. 33. 14.41 ∞ 2/10 Cu dick u. flach über Schwarzwald
2000
1500
1000
500
Hgr. 27.
9" 1' 2' 3' 4' 5' 6' 7' 8' 9'
912°
913
900
1000
1100
1142
1166°
1092
Bibe-
Kessel
Hornisgrinde
Kl. Grinde
Katzen-
Kopf
1125
1030
Mummel-
See

Abb. 11.

fließen gezwungen, z. T. vergrößert er die Durchmischung an der Luvseite der Wolke. (Vgl. Abb. 5a).

Die Wolke wird zwar auch schräg aufwärts steigen, aber steiler in Bezug auf den Wind als bei gleichförmigem Winde, wenn er, wie es in der Regel der Fall ist, mit der Höhe zunimmt. Auch den Winddrehungen folgt die aufsteigende Luft nicht sofort. Sie hinkt sozusagen in der Anzeige des Windes nach, sie gibt ungefähr Richtung und Stärke einer tieferen Schicht an. Das Nachhinken wird um so stärker sein, je größer die Aufstiegsgeschwindigkeit und je größer die bewegte Luftmasse ist. Wird die Aufstiegsgeschwindigkeit Null, oder vergrößert sich der seitliche Luftwiderstand durch Ausbreiten, so verringert sich der Einfluß des Nachhinkens. Daher kommt es, daß die zum Absinken kommenden Luftmassen vom horizontalen Winde den nachfolgenden aus dem Wege geräumt werden, und daß man ferner häufig ein Umkippen von rasch hoch emporgeschossenen Wolkentürmen beobachten kann, das gerade in dem Augenblick einsetzt, wo der Aufstieg stark nachläßt.

Bei Vermessungen auf der Hornisgrinde im Schwarzwald konnten solche Bewegungen erfaßt werden (vgl. Abb. 11). In ca. 1600 m Höhe befand sich eine Windsprungschicht, unter ihr herrschte WSW. Wind, darüber SSE. Im Aufstieg behielt die Luft oberhalb der Sperrschicht fast vollständig ihre alte Bewegungsrichtung im Grundriß bei, im Abstieg folgte die Luftmasse dem Oberwind. Dies Beispiel, eine Messung mit ausgewogenen Pilotballonen, zeigt gleichzeitig, daß die geschilderten Verhältnisse auch für Aufwindfelder gelten, bei denen keine Kondensation eintritt.

g) Bestätigung durch Segelflugvermessungen.

Unsere ganze bisherige Ableitung bedarf jetzt noch eines Beweises durch eine Messung, die zeigt, daß die Aufwinde tatsächlich in ihren unteren Schichten wärmer sind als die Umgebung. Die Unterschiede in den potentiellen Temperaturen zwischen auf- und absteigenden Luftmassen betragen in dem Beispiel (Abb. 12) bis zu 2^0, normalerweise sind sie noch etwas kleiner. Die Uebereinstimmung zwischen warm und aufsteigend scheint nicht ganz vollkommen, dies hängt damit zusammen, daß erstens die Luftmassen teilweise schon oberhalb ihrer Gleichgewichtshöhe angekommen waren, zweitens ist dies auf die Schwierigkeiten in der Bestimmung der Mitteltemperatur zurückzuführen. Nimmt man nicht den einfachen Mittelwert aus der Kurve der potentiellen Temperatur, sondern setzt man die Werte, die im Aufwind, und die,

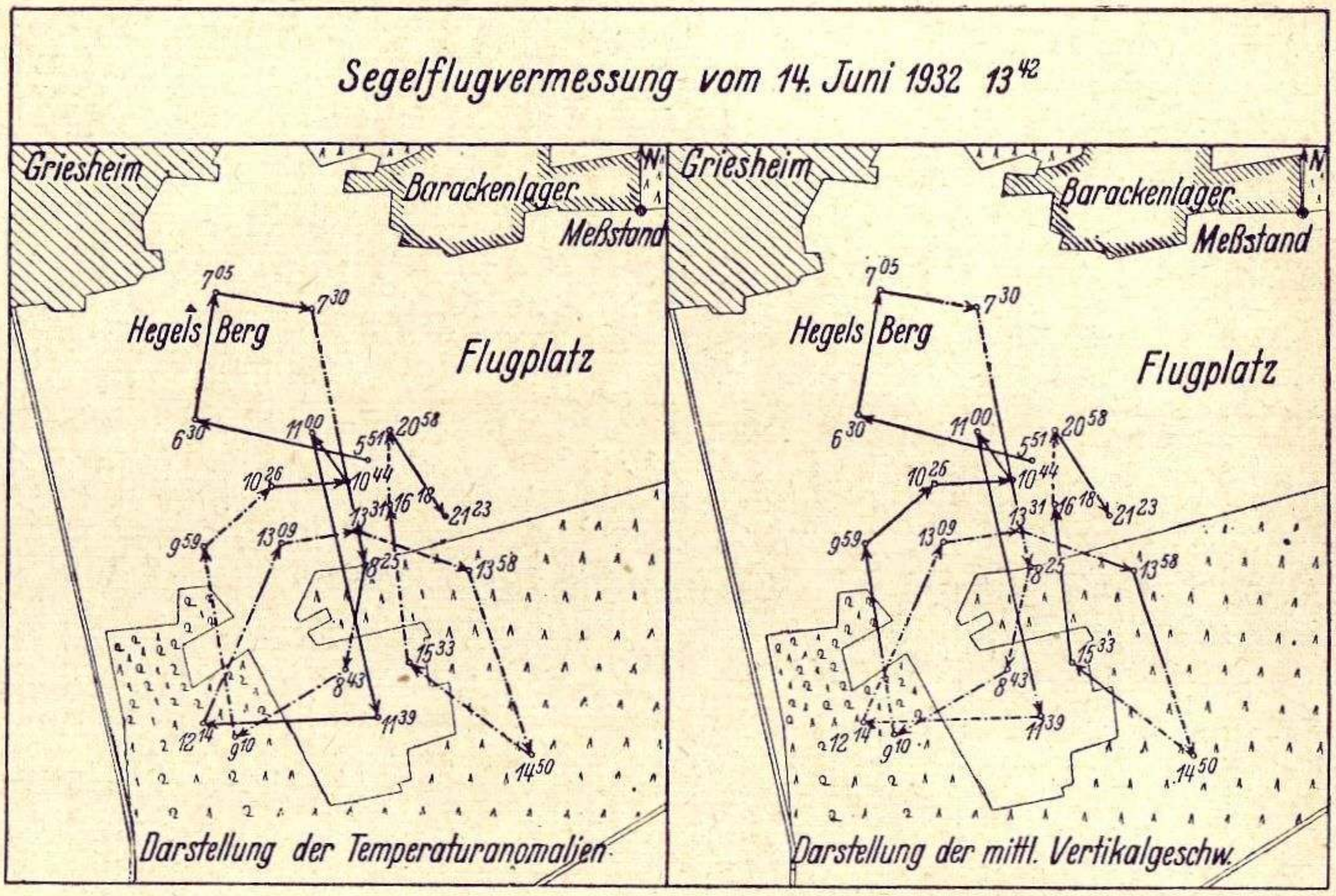


Abb. 12.

Ausgezogen: wärmer als im Mittel, Aufwärtsgeschwindigkeit der Luft; gestrichelt: kälter als im Mittel, Abwärtsgeschwindigkeit der Luft. Die beigeschriebenen Zahlen geben die Zeit in Min. u. Sek., gezählt vom Beginn der Messung.

die im Abwind gemessen wurden, entsprechend der Zeit, die sich das Segelflugzeug in den beiden verschiedenen Feldern aufhielt, mit verschiedenem Gewicht ein, so wird die Uebereinstimmung, wie eine Nachrechnung gezeigt hat, besser. Da aber hierbei eine gewisse Willkür in die Bestimmung des Mittelwertes hineinkommt, wurde von den Bearbeitern der Messung damals davon abgesehen. (Das Nachhinken der Meteorographen ist verhältnismäßig klein). Wie gut die Werte übereinstimmen, zeigen die Kurven eines etwas längeren Fluges (vom 7. Juli 1933 11 Uhr in Griesheim), bei dessen Auswertung dieser Gesichtspunkt berücksichtigt wurde. Abb. 13. Man erkennt, welchen Einfluß ein geringes Verschieben des Temperaturmittelwertes gerade dort ausübt, wo die Abweichungen ihrem absoluten Betrage nach klein sind, (also vielfach gerade im Uebergangsgebiet zwischen Auf- und Abwind). Unsere Flugbahndarstellung zeigt ferner, daß der Aufwind nicht dauernd über den gleichen Grundriß-Flächen auftritt.

h) Wolkensegelflug.

Ueber die praktischen Folgerungen, die der Segelflieger aus den vorstehenden Ableitungen zu ziehen hat, nur noch ein paar Worte.

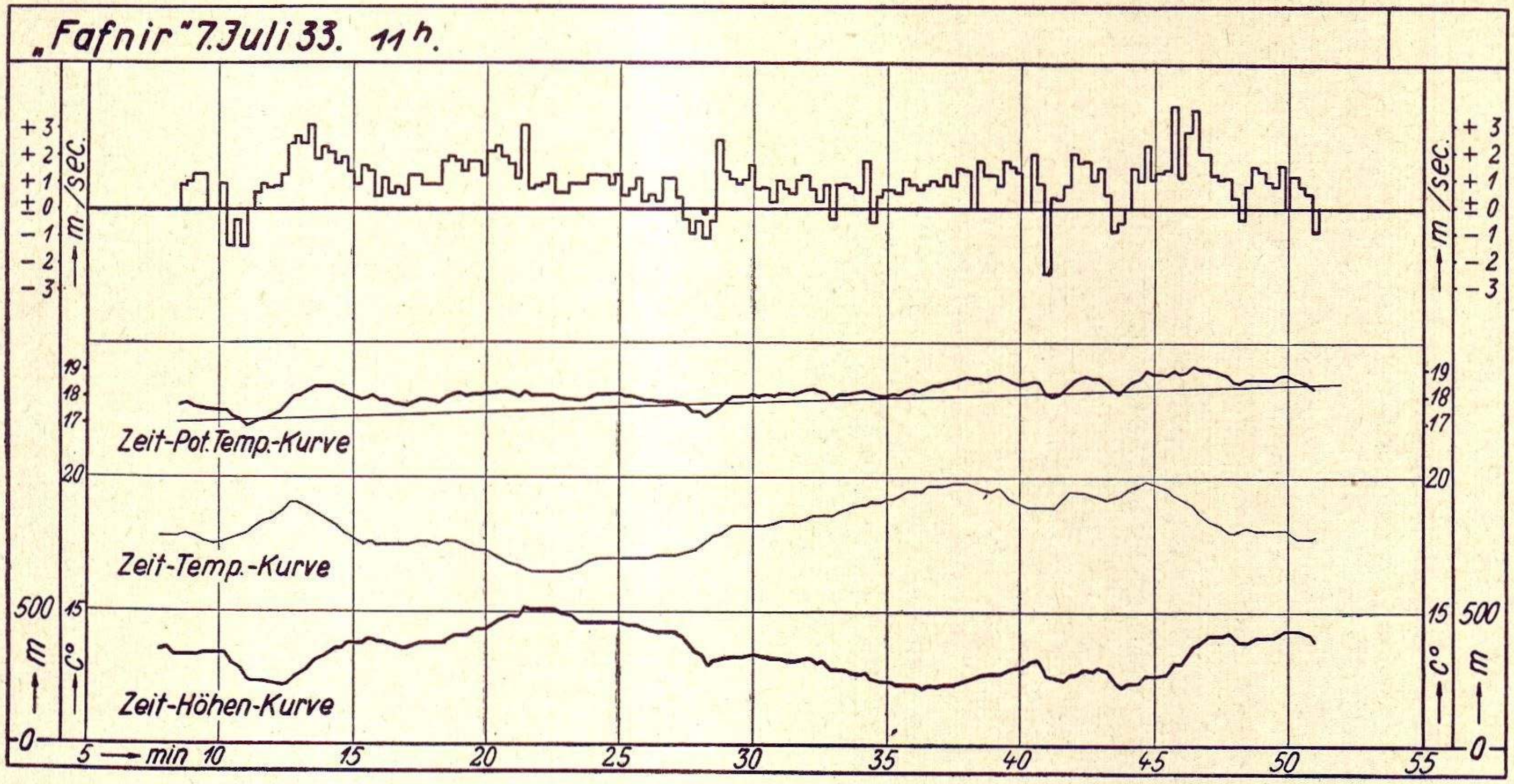

„Fafnir" 7. Juli 33. 11h.
+3
+2
+1
±0
−1
−2
−3
m/sec.
19
18
17
Zeit-Pot. Temp.-Kurve
20
Zeit-Temp.-Kurve
500
m
15
C°
Zeit-Höhen-Kurve
0
5 min 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55

Abb. 13.

Es ist bekannt, daß man, um Höhe zu gewinnen, nach Möglichkeit im Aufwinde kreist. Auch unsere deutschen Raubvögel fliegen in dieser Art. (Uebrigens hatte man sie dieses Kreisens wegen früher teilweise im Verdacht, daß sie dynamisch segeln.)

Trägt der Aufwind, dann ist alles gut; rechnet man aber damit, daß er bald aufhört, oder will man auf Strecke gehen, dann muß man sich nach dem nächsten Aufwindgebiete umschauen. Entsteht in der Nachbarschaft gerade eine neue Cu-Wolke, dann wird es sich lohnen, wenn man genügend Höhe zu Experimenten hat, dort den Aufwind zu versuchen; weniger Erfolg wird man sicher haben, wenn man eine voll ausgereifte Wolke anfliegt, denn dann ist die Wahrscheinlichkeit, daß man zu spät kommt, ziemlich groß, da unter Umständen der letzte Rest des Aufwindfeldes schon in der Wolke verschwunden ist. Am sichersten wird es sein, sich Wolken im mittleren Entwicklungsstadium auszusuchen, sie sind sicher nicht die Krone kleiner, zufälliger Aufstiegsbewegungen, wie es die sich neu bildenden Wolken vielleicht nur sein könnten, und ihre Lebenswahrscheinlichkeit ist im allgemeinen größer als bei denen, die schon himmelhoch emporgeschossen sind, wenn nicht die Beobachtung zeigt, daß bei der ganzen Wetterlage die Aufwindfelder an sich die Neigung haben, längere Zeit konstant zu bleiben oder langsam zu wandern.

Es erscheint auch zwecklos, unter den Wolkenpartien nach Aufwind zu suchen, die ausgefranst, verwaschen aussehen, da es sich hier um sich auflösende Wolkenpartien handelt. Jm aufsteigenden Teil erscheint die Unterseite der Wolke glatter. Genaue Beobachtungen vom Erdboden und die Erfahrung aus den einzelnen Flügen lassen sehr bald die Unterschiede erkennen. (Vgl. auch unter VIIa und Abb. 10.)

Außer den thermisch entstandenen Cu-Wolken gibt es noch andere, auf die wir später zu sprechen kommen.

III. Etwas über Luftkörper.

a) Erklärung.

Wir erwähnten, daß die Temperaturschichtung in der freien Atmosphäre sich mit der Wetterlage ändert. Gehen wir von irgend einer beliebigen einfachen Schichtung aus, dann ist leicht einzusehen, daß diese Schichtung labiler wird, wenn wir die Luft in den unteren Schichten erwärmen, während die oberen ihre Temperatur unverändert beibehalten, denn dann wird die mittlere Temperaturdifferenz zwischen dem Boden und den höheren Schichten größer; das gleiche tritt ein, wenn wir oben die Luftmasse abkühlen oder durch kältere ersetzen, und erst recht tritt die Zunahme der Labilität ein, wenn beide Ursachen gleichzeitig wirken. Umgekehrt wird die Schichtung stabiler, wenn wir unten Abkühlung und oben Erwärmung eintreten lassen.

Es nimmt nun in den Gebieten mit geringer Luftbewegung, also vornehmlich in für längere Zeit stationären Hochdruckgebieten, oder auch über Teilen der Erdoberfläche, die auf große Entfernungen hin sehr gleichförmige Temperatur- und Feuchte-Verhältnisse aufweisen, die Atmosphäre einen sehr einheitlichen Charakter an; d. h. ein großer zusammenhängender Teil unseres gesamten Luftmeeres ist dann so beschaffen, daß keine Unterschiede oder doch nur kleine mit ganz allmählichen Uebergängen in den Werten für Temperatur und Feuchtigkeit in den einzelnen horizontalen Schichten vorhanden sind. In der Meteorologie nennt man solche Gebilde Luftmassen oder Luftkörper.

Extreme Beispiele sind etwa die Luftkörper, die sich im Winter über den schneebedeckten weiten Steppengebieten Rußlands und Sibiriens bilden, oder die dort im Sommer entstehen, wenn die Sonne erbarmungslos auf diese Gebiete herabbrennt, ferner die Luftkörper, die sich über den Gebieten des nördlichsten Teiles des Atlantischen Ozeans oder in den subtropischen Teilen dieses Meeres vor den Küsten Nordafrikas bilden. Die beiden ersten Luftkörper sind arm an Feuchtigkeit, die beiden anderen sind verhältnismäßig reich an Wasserdampfgehalt; die in den warmen Gebieten entstandenen haben hohe, die beiden anderen tiefe Temperatur.

Für viele Zwecke bezeichnet man die Luftkörper nach ihrem Entstehungsgebiet: die beiden ersten wären kontinentale, die beiden anderen Beispiele maritime Luftmassen. Durch Zusätze, wie polar-maritim oder tropisch-maritim unterscheidet man sie genauer.

Wandern derartige Luftmassen, sei es, daß sie sich als geschlossenes Ganzes in Bewegung setzen, sei es, daß aus dem Ursprungsgebiet ein ständiger Abtransport stattfindet, daß sich also immer wieder neue derartige einander gleiche Luftmassen über dem Gebiete bilden, dann kommen sie notwendigerweise über Land- oder Wasserstrecken mit anderen Eigenschaften der Erdoberfläche.

Wandert eine maritime Luftmasse weit in das Festland hinein, so wird sie allmählich durch Tau und Regenfall wasserärmer werden; wandert umgekehrt ein kontinentaler Luftkörper auf das Meer hinaus, so wird seine Feuchtigkeit zunehmen. Wandert eine warme Luftmasse in kälteres Gebiet, so werden sich ihre untersten Schichten abkühlen und umgekehrt.

Der Weg, den die Luftkörper nehmen, beeinflußt also auch seine Eigenschaften. Deshalb wird dieser Weg bei der Namengebung von der Meteorologie berücksichtigt. Einige Wetterdienststellen veröffentlichen regelmäßig die Luftkörper, die an ihren Orten beobachtet wurden.

Aus der Wetterkunde wissen wir, daß der Wechsel des Wetters in unseren Breiten durch den Kampf der verschiedenen Luftmassen erzeugt wird, und wir wissen ferner, daß es bei diesem Kampfe oft nicht so sehr auf die Eigenschaften selber des einzelnen Luftkörpers ankommt, wie auf die Unterschiede zwischen ihnen. Eine Luftmasse mit mittleren Eigenschaften wird als kalt oder als warm auftreten, je nachdem, ob sie eine wärmere oder kältere Luftmasse verdrängt. Die Meteorologie unterscheidet deshalb in vielen Fragen auch nur zwischen Warmluftmassen und Kaltluftmassen, bei denen man also keine Rücksicht mehr auf ihre Geburtsstätte nimmt, höchstens, daß man durch die Zusätze trocken oder feucht feinere Unterschiede andeutet.

b) Der Kaltluft-Körper.

In ihren Ursprungsgebieten mag die Kaltluft bis in größere Höhenschichten hinaufgereicht haben. Bei ihrer Wanderung aber breitet sie sich seitwärts aus und verliert dabei an Mächtigkeit. Fern von den Gebieten, wo sie sich bildete, d. h. in den Sommermonaten in Mitteleuropa fast stets, reicht sie selten über Höhen von 4000 m hinaus, oft liegt ihre Begrenzung wesentlich tiefer, um 2000, ja unter 1000 m.

Ist nun die Luftmasse trocken, besitzt sie nur einen geringen Wasserdampfgehalt, dann wird auch die Bewölkung in den unteren Schichten nur gering sein, und damit — wieder sommerliche Verhältnisse vorausgesetzt — die Erwärmung des Erdbodens durch die Sonneneinstrahlung eine kräftige sein. Die ganze Luftmasse wird von unten her geheizt, die Temperaturabnahme mit der Höhe wird größer, unsere Aufstiegskurven in unseren Adiabatenpapieren werden immer flacher geneigt. Die Luftmasse bleibt nicht sehr lange „kalt". Es bildet sich das, was der Segelflieger „Thermikwetter", der Meteorologe „Strahlungswetter" nennt. Es herrschen gute Aufwindverhältnisse bei mehr oder meist weniger kräftiger Luftbewegung. Zur Wolkenbildung kommt es meist nicht, weil das Kondensationsniveau wegen der Trockenheit der Luft sehr hoch liegt, höher, als die obere Begrenzung der Kaltluftmasse selber.

Verfügt die Kaltluftmasse über einen hohen Wasserdampfgehalt, so wird ihre relative Feuchtigkeit dennoch in Bodennähe mit wachsender Temperatur abnehmen. Für das ganze Wetterbild ist aber wichtig, daß das Kondensationsniveau niedrig bleibt. Einmal wird durch die dabei freiwerdende Kondensationswärme die Labilität, da sie ja oberhalb des Kondensationsniveaus auf die Feuchtadiabate bezogen werden muß, größer. Andererseits wird dadurch die Einstrahlung herabgesetzt, die Erwärmung vom Boden aus nimmt nur langsamer zu, der Luftkörper bleibt länger „kalt". In bezug auf die gesamte Umlagerung scheinen sich beide Effekte ziemlich auszugleichen, segelfliegerisch ist aber dieses Wetter insofern angenehmer, als die Wolken gute Wegweiser durch die Vertikalbewegungen darstellen. Mehrfach wurden lange einander parallele Wolkenstraßen, deren Achse in der Windrichtung liegt, beobachtet; ihre Entstehung wird auf die gleiche Ursache zurückzuführen sein wie die der unter IIIe geschilderten Aufwindstraßen. Häufiger liegen die Achsen der Wolken, die in vielen parallelen Banden angeordnet sind, senkrecht zur Windrichtung und häufig sind die hierbei entstehenden Wolken derart mächtig und reich an Wasser, daß sie zum Ausregnen kommen. Wir sprechen dann von Böen- oder Schauer-Wetter.

c) Die Böe.

Diese regnenden Cumuli ziehen häufig größere Strecken über das Land; öfters folgen sie einander in einigem Abstande, starke, kurze Regengüsse, unterbrochen von kurzen Zeiten des Aufklarens lösen einander ab. Diese Böenwolken bilden den Uebergang zwischen den normalen Cu und den Gewitterwolken.

Um den Wärmeumsatz und damit die Kraftquelle dieser Wolken verstehen zu können, erinnern wir uns, daß die gesamte freiwerdende Kondensationswärme der aufgestiegenen Luftmasse zu gute kommt, wenn alles Wasser als Regen ausfällt. (IIc). Die Gleichgewichtslage der ursprünglich in der Höhe liegenden potentiell kühlen Luft wird dadurch herabgedrückt. Bei den normalen Cu-Wolken verteilt sich die in der Höhe verdrängte Luft über große Räume und kommt im allgemeinen nur ganz langsam als Ersatz für die vom Boden aufgestiegene Luft zum Absinken, hier bei größerer Labilität sind die auftretenden Beschleunigungen auch für die absteigende Luft von ähnlicher Größenordnung wie die für die aufsteigende, es bilden sich ganz analog kräftige Abwindströme aus.

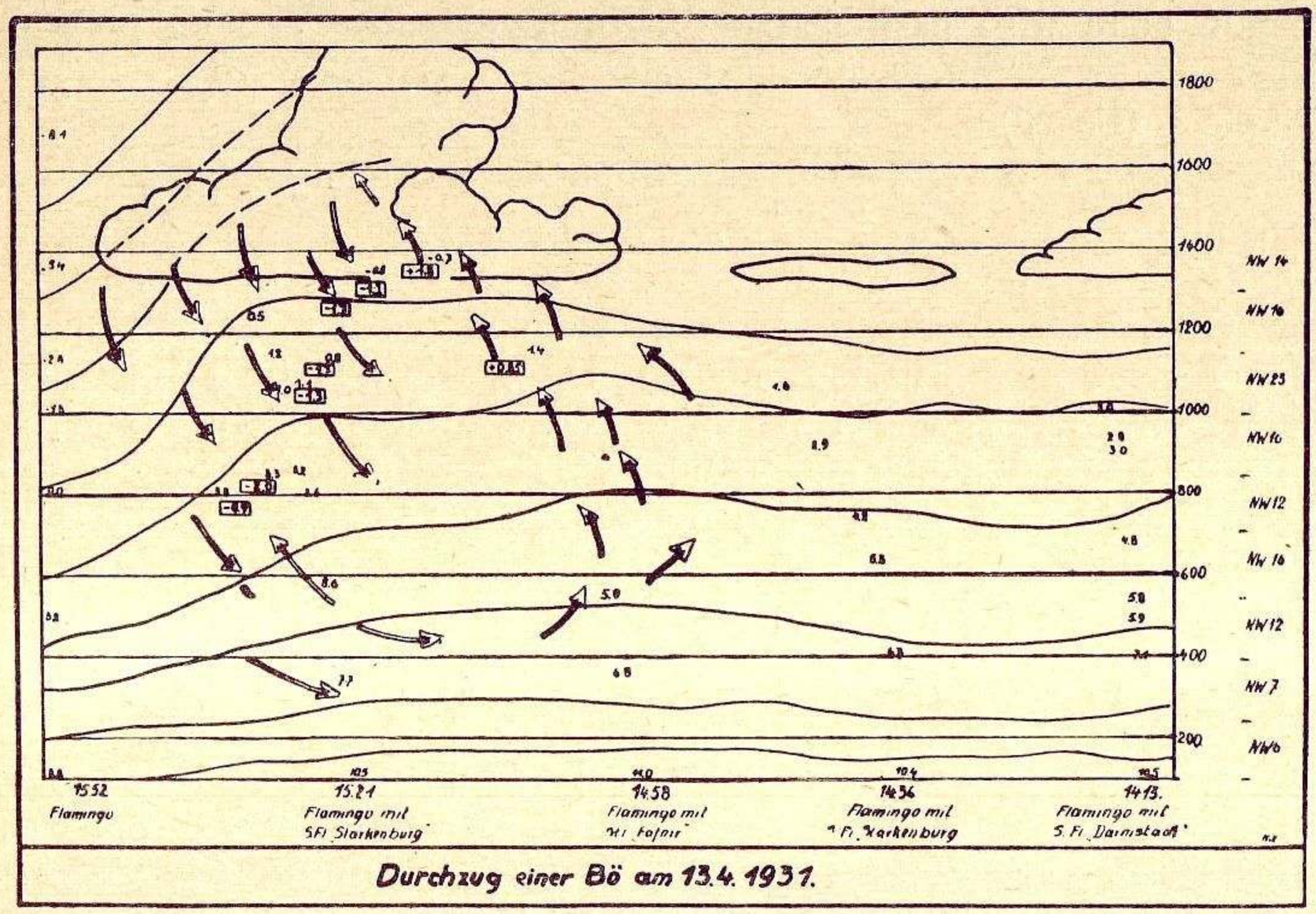
Nun besagt ein physikalisches Gesetz, daß die Vorgänge in der Natur derart verlaufen, daß bei geringstem Aufwand an Energie die größte Leistung erzielt wird, die Natur geht den Weg des geringsten Widerstandes. Ein ungeordnetes Durcheinander der starken auf- und absteigenden Ströme würde dieser Bedingung schlechter genügen als ein geordnetes Nebeneinander. Tatsächlich spielen sich die Vorgänge folgendermaßen ab: die warme Luft steigt in geschlossenen breiten Massen auf, bildet dabei die Wolke und dringt in die oberen, potentiell kälteren Luftmassen ein. Diese sinken, da sie hier den geringeren Widerstand finden, hinter der Wolke in geschlossenem Zuge ab und lösen die von ihr noch erfaßten Reste der Wolke mit auf. Dadurch erklärt sich das rasche Aufklaren kurz nach dem Aufhören des Regens.

Ist die Aufwindgeschwindigkeit genügend groß, dann hebt der Aufwind die fallenden Regentropfen mit in die Höhe; bei einer Steiggeschwindigkeit von ca. 8 m/sec und mehr (vgl. die Tabelle unter IIc) wird jeder Regen mit in die Höhe genommen. Natürlich bewegen sich dabei die Regentropfen in Bezug auf die Luft nach unten. Erst wenn die Tropfen im Laufe der Zeit aus dem starken Aufwindgebiete herauskommen, können sie zum Erdboden herunterfallen: es ergibt sich ein plötzlicher Einsatz großtropfigen Regens.

Die absinkende Luft, die kühl den Erdboden erreicht, übernimmt aber noch eine andere Funktion: sie sorgt für die Herstellung der Temperaturgegensätze im Nebeneinander innerhalb der unmittelbar dem Erdboden aufliegenden Luft. Da die Labilität bei der in Rede stehenden Wettersituation (feuchte Kaltluftmasse) in Bodennähe meist am größten ist, erreicht dicht über dem Erdboden die Abwärtsgeschwindigkeit der kalten Luft große Beträge. Die auf dem festen Erdboden aufprallende Luft wird zum seit-

lichen Ausweichen gezwungen und macht sich als ein plötzliches Auffrischen des Windes bemerkbar. Hierdurch wird jetzt ein gleichmäßig fortschreitendes Ablösen der Warmluft erzeugt, die in geschlossenen, breiten Massen zum Aufsteigen kommt. Der Kreislauf beginnt von neuem mit neuen Luftmassen. Im ganzen vollzieht sich eine Umschichtung, sodaß das, was zuerst unten lag, in die Höhe transportiert wird, und umgekehrt.

Die Abbildung 14 zeigt den Gang der Temperatur beim Durchzug einer derartigen Böe, die Pfeile und die eingerahmten Zahlen geben die Vertikalbewegungen an, die anderen Zahlen und die geschwungen von links nach rechts laufenden Kurven



Durchzug einer Bö am 13.4.1931.

Abb. 14.

geben die wahren Temperaturen. Bei den beiden ersten Starts um 14.13 und 14.26 Uhr konnten die Segelflugzeuge keinen tragenden Aufwind finden. Der Fafnir (14.58) fand Wolkenanschluß, die Starkenburg 15.21 Uhr starken Abwind. Die Messungen der Temperatur wurden mit dem Flugzeug Flamingo durchgeführt.

Wir bemerkten schon unter IId, daß der anblasende Wind den Aufwindstrom als Hindernis empfindet; in den Fällen, wo dieses Hindernis mehr hoch als breit ist, wird es vom größten Teil der Luft — wie ein Telegraphenmast — umflossen, ist es mehr breit als hoch, so wird die anblasende Luft an ihm — wie bei einer langgestreckten Mauer — aufsteigen. Auch bei diesem

Aufsteigen kühlen sich die betreffenden Luftteilchen ab. Ist an sich die Luft sehr kalt, spielt sich also der Vorgang in sehr großer Höhe ab, dann kommt es meist nicht mehr zur Bildung von Wassertröpfchen, sondern der Wasserdampf sublimiert, er geht direkt in Eiskriställchen über. Wir haben erfahren, daß in Gegenwart von Eis die Luft geringere Wassermengen in Dampfform enthalten kann, als wenn nur flüssiges Wasser zugegen ist, vorausgesetzt, daß der Zustand der Sättigung mindestens erreicht ist, und das ist ja in der Wolke stets der Fall.

Bilden sich derartige Hinderniswolken über einem aufsteigenden Cu, derartige Eisschleier, falsche oder Gewitter-Cirren genannt, dann wird nach den neuen internationalen Vereinbarungen über die Wolkenbezeichnungen aus der Cu-Wolke ein Cumulo-Nimbus (Cu-Ni).

Kommen jetzt wenn auch zunächst nur einige dieser Eiskristalle etwa durch die Turbulenz in das Innere der Wasserwolke, dann fällt sofort das ganze Wasser, das der Differenz der beiden spezifischen Feuchten S-Wasser und S-Eis entspricht, aus; das Wasser kondensiert zum Teil und gefriert, zum Teil sublimiert es. Es bilden sich Graupeln, erbsengroße Körner aus pappigem Schnee. Fallen diese Graupeln nun durch die Wolke herunter, so wiederholt sich in den hohen Schichten der gleiche Prozeß des plötzlichen Ueberganges großer Wasserdampfmengen in den festen oder flüssigen Zustand. Drei Fälle sind jetzt möglich: 1) die Graupeln fallen bis zum Erdboden durch: Graupelniederschlag, 2) sie tauen unterwegs auf: Platzregen, 3) sie überziehen sich mit einer Kruste aus festem Eis: Hagelniederschlag.

Bei den Cu-Ni ist wegen der plötzlich freiwerdenden großen Menge von Kondensations- und Sublimations-Wärme in den oberen Schichten eine neue Kraftquelle in der Höhe hinzukommen, die die Wolke bis in noch viel größere Höhen hinauftreiben kann. Treten elektrische Entladungen bei diesem Vorgange auf, dann reden wir von Schauerluft-Gewittern. (Diese bilden eine Abart der Wärmegewitter, bei denen die Labilität in der Vertikalen das Kennzeichnende ist.)

Um Mißverständnissen vorzubeugen, sei noch einmal darauf hingewiesen, daß es zum Zustandekommen der oben geschilderten Vorgänge nicht genügt, daß es kalt ist, sondern es muß der Luftkörper als kalt für die Jahreszeit in unserem Klima empfunden werden, und es muß ferner die Erwärmung vom Erdboden aus groß genug sein, um eine Labilität (trocken oder feucht) zu erzeugen, und schließlich müssen die Bedingungen für eine Aus-

lösung dieser Labilität vorhanden sein. Bei uns sind im Winter diese Bedingungen im allgemeinen nicht erfüllt.

d) Der Warmluftkörper.

Die Höhe des Warmluftkörpers ist im allgemeinen wesentlich größer als die der kalten. Ist die Luftmasse trocken, dann haben wir mit wolkenlosem Himmel zu rechnen und damit wieder mit guten Einstrahlungsbedingungen. Im Sommer, wo auch bei uns die zugeführte Sonnenwärme sehr groß ist, wird sich die Gesamtschichtung des Körpers nur wenig ändern, er wird seine ursprünglichen Eigenschaften nur wenig ändern. Unregelmäßige Verteilung der Aufwindfelder tagsüber und Bodeninversionen nachts sind charakteristisch.

Ist die Luftmasse feucht, dann ist mit Wolkenbildung und damit mit einer Herabsetzung der Einstrahlung zu rechnen, andererseits aber auch mit einer guten Anzeige der Aufwindfelder. Habe die relative Feuchtigkeit des Luftkörpers in seinem Ursprungsgebiet irgendeinen Wert, dann wird sie hier bei uns einen höheren Wert annehmen, wenigstens in den bodennahen, der Abkühlung am stärksten ausgesetzten Schichten. Starke Wolkenbildungen sind charakteristisch, die hierbei freiwerdende Kondensationswärme ist entsprechend den hohen Temperaturen (vgl. die Tabelle unter IIb) sehr groß, trotzdem in Bezug auf die Temperatur allein also Stabilität herrscht, wird die Luftmasse, wenn wir ihren Gesamtwärmegehalt betrachten, (feucht-) labil geschichtet bleiben. Inversionen bilden sich im Laufe der Nacht, eine zweite Sperrzone ist in etwa 1500—2000 m häufig zu finden, aber sehr oft werden beide im Laufe des Vormittages und Mittages durch den Anstieg der Wolken so weit geschwächt, daß sie am späten Nachmittag von ihnen durchbrochen werden. Die Vorgänge, die sich dann abspielen, sind analog denen bei der Schauerluft; treten hier Cu-Ni auf, dann reden wir gegebenenfalls von Wärmegewittern.

Auch in der feuchten Warmluft sind die Aufwindfelder unregelmäßig verteilt, aber es scheint so, als ob sie überall genügend eng benachbart sind. Es ist jedenfalls auffällig, daß alle großen Strecken in feuchten Warmluftkörpern (tropisch-maritimer Warm-Luft) erflogen wurden.

Auch hier gilt als notwendige Voraussetzung, daß die Sonneneinstrahlung groß genug ist, um für einige Stunden am Tage die Stabilität, die im Mittel in diesen Luftkörpern vorhanden ist, zu zerstören.

e) Indifferente Luft.

In ihren Ursprungsgebieten, dort, wo also die Luftmasse den klimatischen Bedingungen voll angepaßt ist, nennt man sie indifferent.

Bei Hochdruckwetterlagen, die längere Zeit über Mitteleuropa herrschen, bilden sich auch bei uns derartige Luftkörper. Ueber die mittleren Verhältnisse bei derartigen Situationen noch einige Bemerkungen.

Es lagere über uns für längere Zeit der Kern eines Hochdruckgebietes. — Die Ursache dafür ist die, daß der Druck an der Stratosphärenuntergrenze hoch ist, und nicht die, daß kalte Luft die unteren Schichten der Troposphäre ausfüllt, die einzige Art, die nach dem Bjerknes-Schema, welches ja nur die Vorgänge in den unteren Schichten erfaßt, das Zustandekommen von Hoch-

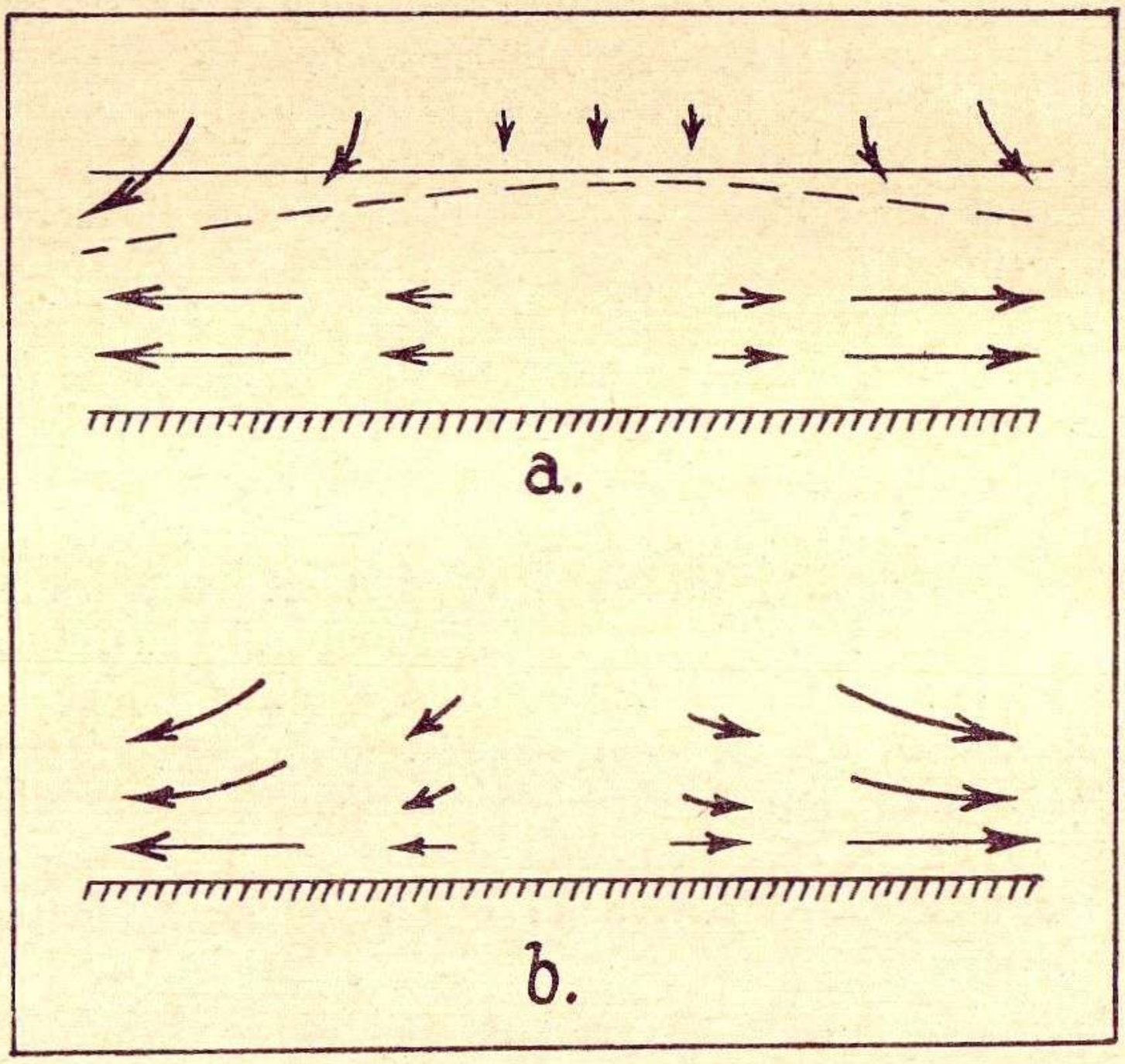


Abb. 15.

druckgebieten ermöglicht. — Dann wird entsprechend dem Druckgefälle die Luft nach allen Seiten in die Gebiete mit tieferem Luftdruck ausströmen. Die Folge ist, daß die Höhe der unteren Schichten geringer wird (ganz grob schematisch stellt diesen Vorgang die Abbildung 15a dar). Durch das Ausfließen senkt sich die ausgezogene Linie, eine ursprünglich irgendwie bestimmte

Höhenfläche, in die gestrichelte Lage. Die darüber liegenden Luftmassen müssen absinken. Hierbei erwärmen sie sich, und es kommt tatsächlich, je länger der Zustand anhält, umso mehr zur Ausbildung einer scharfen Trennungsfläche, der Abgleitfläche, oberhalb der im wesentlichen die Luft absinkt und sich dabei erwärmt, und unterhalb der der Bodeneinfluß und ein seitliches Ausströmen vorherrscht, und nicht zu einem Strömungsbild wie in Abbildung 15b. An dieser Trennungsfläche finden wir ausgeprägte Inversionen. Wolkenloser Himmel ist mit dem Absinken notwendigerweise verbunden. Die Stabilitätsverhältnisse sind sehr ähnlich denen bei trockener Warmluft, auch die Wetterlagen gehen häufig derart in einander über, daß einige Zeit nach dem Eintreffen kontinentaler Warmluft im Sommer sich bei uns eine stationäre Hochdruckwetterlage einstellt.

Manchmal, es scheint ein gewisser Zusammenhang zwischen der Windgeschwindigkeit, der Höhe der oberen Sperrschicht und der Temperaturverteilung notwendig zu sein, bilden sich in dieser trockenen, vom Boden aus rasch erwärmten unteren Luftmasse langgestreckte „Aufwindstraßen“; es scheint so, als ob bei dieser allgemeinen Labilität unter der Abgleitfläche von irgendeiner Stelle ausgehend, sich lange Walzen in der Luft bilden, deren Achsen, anders als bei den Wogen der Wasseroberfläche, in der Windrichtung liegen. Ueber Wüstengebieten wurden sie in den Morgenstunden an der Verteilung der segelnden Vögel erkannt, die in langen parallelen Banden angeordnet flogen; in Mitteleuropa scheinen diese Luftwogen auch am Nachmittage aufzutreten, wie die Ergebnisse einiger Segelflüge zeigen. Beim Geradeausflug mit nur wenig Kurven kam der Pilot abwechselnd in Auf- und Abwind-Gebiete, die Barogramme zeigen fast regelmäßige Wellenlinien.

Im Winter überwiegt die Ausstrahlung und damit die Abkühlung in den unteren Schichten, die Erwärmung durch das Absinken bleibt bestehen, die Inversion nimmt in diesem Falle die größten bei uns auftretenden Werte an, die Schichtung wird so stabil wie nur möglich.

IV. Die Vorgänge in Bodennähe bei Strahlungswetter.

Wir haben schon mehrfach von der Vorstellung Gebrauch gemacht, daß die Erwärmung des Erdbodens als Kraftquelle für die Aufwinde von ausschlaggebender Bedeutung ist, haben aber bisher vermieden auf die Vorgänge selbst näher einzugehen, wir müssen das jetzt nachholen.

a) Etwas über die Strahlung.

Nach den Anschauungen der Physik sind die Moleküle eines Körpers dauernd in Bewegung, sie führen kleine Schwingungen aus (vornehmlich in festen Körpern) oder bewegen sich unregelmäßig durcheinander (in Flüssigkeiten und Gasen). Je stärker diese Bewegungen erfolgen, umso wärmer ist der Körper. Wird an irgend einer Stelle ein Körper erwärmt, d. h. werden seine Moleküle an irgend einer Stelle kräftiger bewegt, dann pflanzt sich, dadurch daß diese kräftigere Bewegung nach und nach alle Moleküle zunächst der näheren, später der weiteren Umgebung erfaßt, die Wärme durch den Körper hindurch fort; wir sprechen von Wärmeleitung. Die Bewegung kann sich nun auch aus dem Körper hinaus sogar durch den luftleeren Raum fortpflanzen, die Schwingungen werden durch den Weltäther übertragen, — ein Medium, das durch die Eigenschaft, Molekularschwingungen zu übertragen, definiert wurde, dessen sonstige Eigenschaften aber umstritten sind —. Treffen diese Schwingungen auf andere Moleküle, so werden sich diese auch kräftiger bewegen, d. h. der Körper usw., zu dessen Bestandteilen diese Moleküle zählen, wird sich erwärmen. Die Schwingungen, die von einem Körper ausgehen, erfolgen stets nach Maßgabe der Schwingungen, die seine Moleküle selbst haben. Ein Körper strahlt stets und unter allen Umständen entsprechend seiner Temperatur Wärme, denn das sind diese Schwingungen, aus. In der Welt strahlt also jeder Körper Wärme aus, und jeder Körper empfängt auch gleichzeitig von allen Seiten derartige Wärmestrahlen; ist der aussendende Körper wärmer, dann werden die ankommenden Schwingungen kräftiger sein, ist er kälter, dann werden sie schwächer sein als die im Empfänger. Im ersten Falle werden sie dafür sorgen, daß die Moleküle im Empfänger kräftigere Bewegungen ausführen, der Körper wird

sich erwärmen, im anderen Falle werden sie bremsend wirken, der Körper wird sich abkühlen.

Da in der Natur nichts aus Nichts entstehen kann, durch die Abgabe von Schwingungsenergien an den Weltäther aber die Moleküle selber an Schwingungsenergien einbüßen, also abgebremst werden, so muß der Körper sich abkühlen. Dies ist eine andere Ableitung dafür, daß ein Körper, der wärmer ist als seine Umgebung, durch Ausstrahlung an Wärme verliert.

Der Gesamtwärmevorrat eines Körpers kann durch die Gesamtschwingungsenergie seiner Moleküle dargestellt werden; wird durch den Strahlungsaustausch mit der Umgebung diese Energie vergrößert, dann wird der Körper wärmer, wird sie verkleinert, dann kühlt er sich ab.

Manche Körper leiten nun die Wärme sehr gut, d. h. die Schwingungen übertragen sich in seinem Innern von einem Molekül auf das andere sehr rasch, andere Körper sind schlechte Wärmeleiter, die Schwingungen übertragen sich in seinem Innern nur sehr langsam. Die durch Strahlung zugeführte Schwingungsenergie wird aber von den betreffenden Oberflächenmolekülen in der gleichen Weise aufgenommen. Die Folge ist, daß die schlechten Wärmeleiter ihre Oberfläche sehr rasch auf hohe Temperaturen erhitzen, während die Temperatur sich im Innern nur ganz wenig ändert; bei den guten Wärmeleitern erhitzt sich die Oberfläche weniger stark, die Wärme dringt aber tief in das Innere ein. Umgekehrt strahlt der Körper mit der hohen Oberflächentemperatur sehr rasch seine Wärme wieder aus, und es ist keine im Innern aufgespeicherte Schwingungsenergie vorhanden, die als Reserve dienen kann, der Körper muß sehr schnell auskühlen, wenn die Einstrahlung aufhört; bei den guten Wärmeleitern geht ebenso wie die Erwärmung auch die Abkühlung langsamer vor sich.

Es ist auch einleuchtend, daß die Energieabgabe eines Körpers eine größere ist, wenn der Weltäther in kräftigere Schwingungen gebracht wird, als wenn nur schwächere Schwingungen ausgesandt werden. In der Tat ist die in der Zeiteinheit pro Quadratzentimeter Oberfläche ausgestrahlte Wärmemenge

$$Q = \sigma \cdot T^4 \text{ (Stefan-Bolzmann'sches Gesetz)},$$

worin T wieder die absolute Temperatur des Körpers bedeutet; die Konstante σ hat den Wert $1{,}37 \cdot 10^{-12}$ cal cm^{-2} sec^{-1} $grad^{-1}$. Mit zunehmender Temperatur steigt also die ausgestrahlte Energie-

menge in der 4. Potenz, je wärmer die absolute Temperatur des strahlenden Körpers ist, umso rascher sinkt diese Temperatur.

Nach Kirchhoff nimmt ein Körper von einer Strahlungsart, die einer bestimmten Temperatur T entspricht, genau so viel auf, wie er selber bei dieser Temperatur ausstrahlen würde. Alle Körper reflektieren aber auch einen Teil der zugeführten Strahlungsmenge und strahlen deswegen entsprechend ihrem Reflexionsvermögen weniger aus, (sie reflektieren sozusagen auch nach innen) nur der „absolut schwarze Körper" reflektiert nichts (er ist durch diese Eigenschaft, nichts zu reflektieren, sondern alles zu absorbieren, definiert; am nächsten kommt seinen Eigenschaften ein Loch in der Wandung einer innen geschwärzten Hohlkugel), und für ihn gilt der oben angegebene Wert für σ.

b) Der Wärmeumsatz am Erdboden.

Scheint die Sonne, so erwärmt sie den Erdboden. Die zugeführte Wärmemenge wird dazu verwandt, um den Erdboden selber zu erwärmen, um evtll. dort vorhandenes Wasser zu verdampfen und wird z. T. auch reflektiert. Der Anteil der Verdunstung ist beträchtlich, er beträgt bei Sandheide 27%, bei Moorboden gar 53% der gesamt aufgenommenen Wärmemenge. Darauf ist das langsame Einsetzen der Erwärmung an Vormittagen nach stärkerem Taufall zurückzuführen. Scheint die Sonne auf eine bewegte Wasseroberfläche, dann wird deren Erwärmung abgesehen von der Verdampfung noch dadurch herabgesetzt, daß durch die Wellenbewegung die erwärmten Wasserteilchen in die Tiefe und dafür neue kältere an die Oberfläche gebracht werden. Die Erwärmung umfaßt verhältnismäßig sehr große Massen, aber die Oberflächentemperaturen steigen nur um geringe Beträge. Wie stark dieser Einfluß ist, zeigt wohl am deutlichsten die Tatsache, daß auf den Inseln im Nord-Atlantik die Differenz der Temperaturen des wärmsten minus des kältesten Monats etwa 8^0, in Sibirien unter den gleichen Breiten diese Schwankung aber mehr als das 8-fache davon beträgt.

Bei der täglichen Schwankung machen sich diese Unterschiede in der gleichen Richtung bemerkbar: je stärker sich ein Boden tagsüber erwärmt, umso mehr kühlt er sich im allgemeinen auch des Nachts wieder ab, um so größer ist seine Temperaturschwankung. Die Unterschiede, die mittags um 13 Uhr über verschiedenen benachbarten Geländen gemessen wurden, zeigt die folgende Tabelle:

Wetter:	heiter	bedeckt
Offene Sandheide	23,2° C	18,8° C
Bewaldete Sandheide	13,9	15,5
Weizenacker	17,4	16,5
Moorwiese	18,4	17,7
Moorwald	12,8	13,9
Lufttemperatur in 2 m über dem Boden gemessen	17,4	17,2

Der Einfluß des Waldes auf die Erdbodentemperatur ist sehr auffällig. Untersuchungen von R. Geiger *) ergaben, daß dort der Raum zwischen den Baumkronen die stärksten Temperaturschwankungen aufweist, wir also dort die Ursprungsstätte unserer späteren Aufwinde über Wäldern zu suchen haben. Der Einfluß der

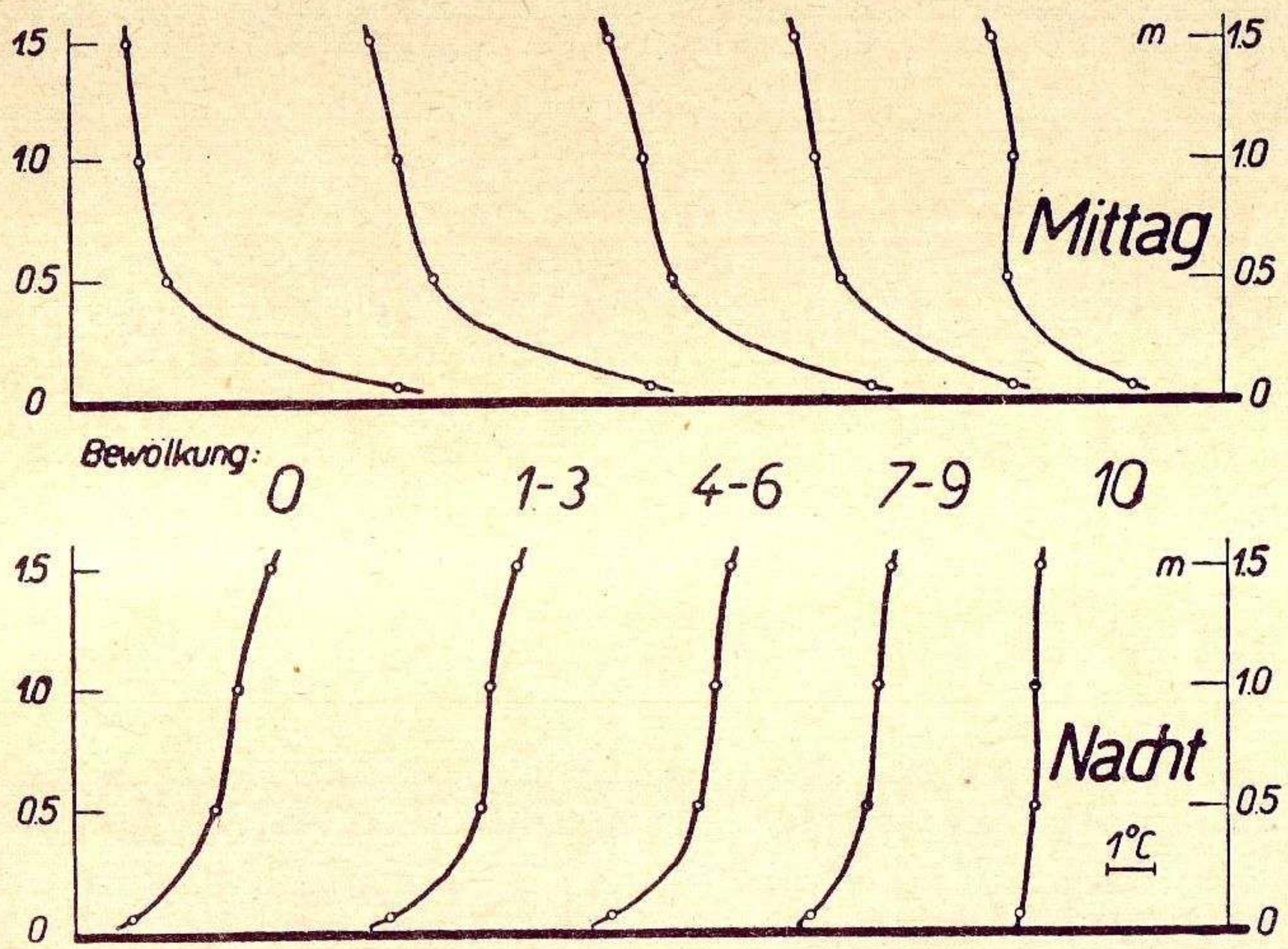


Abb. 16.

Bewölkung als Strahlungsschutz ist nach den Messungen von Geiger über einer Grassteppe bei Nederling in den Monaten Mai —Oktober aus der Abbildung 16 zu ersehen, wenn wir die Temperaturen in 1,5 m als Ausgangstemperaturen für den Vergleich benutzen. (Die Bewölkung ist in Zehnteln der Himmelsfläche angegeben, Bewölkung: 5 bedeutet $^5/_{10} = ^1/_2$ bedeckt). Die einzelnen Kurven sind nicht bis zum Erdboden durchgezogen, da einwand-

*) Das Klima der bodennahen Luftschicht. Verlag Vieweg.

freie Oberflächentemperaturmessungen nur mit umständlichen Methoden zu gewinnen sind, die Temperaturen nehmen aber, je weiter wir uns dem Erdboden nähern, am Mittag um so rascher zu, in der Nacht ab. Die Abbildung zeigt gleichzeitig den Gang der Temperatur mit der Höhe in den unteren 1,5 m. Wir erkennen (Temperaturmaßstab unter dem Worte „Nacht"), daß die früher von uns besprochenen Temperaturabnahmen mit der Höhe von etwa $1^0/100$ m bei weitem überschritten werden. Wir kennen Fälle, wo die Abnahme auf 100 m bezogen 500^0 C überschreitet. Entsprechend müssen wir in diesen untersten $^1/_2$—1 m Höhe die Beschleunigungskräfte als ganz außerordentlich hoch annehmen. Die Temperaturverteilungen der Abb. 16 entsprechen aber schon dem Mittelwert, es sind nicht die Größtwerte kurz vor einem Umsturz, ferner sind alle Tage mit ihren verschiedenen Windgeschwindigkeiten mitberücksichtigt. Die außerordentlich hohen Temperaturabnahmen bleiben tatsächlich in dieser oder ähnlicher Form lange, lange Zeit erhalten, ohne daß es zum Aufsteigen kommt. Einmal liegt der Grund dafür darin, daß, wie schon früher bemerkt, auch die ganze Umgebung eine gleiche Temperaturverteilung mit der Höhe aufweist, daß die horizontalen Gegensätze in der Nähe der Meßstelle also fehlen. Einzelne kleine Teilchen steigen zwar auf, aber sie sind so klein, daß sie sich bald mit der Umgebung vermischen, zumal da ihre Anfangsgeschwindigkeit trotz der großen Beschleunigung klein bleibt. Das Flimmern dicht über dem Boden einer sonnendurchglühten Landschaft ist auf dieses Emporstrudeln kleinster Luftquanten zurückzuführen.

c) Die Ablösungsvorgänge.

Grenzen warme und kalte Gebiete eng aneinander, wird im Inneren eines an sich warmen Gebietes eine Stelle besonders heiß, oder ist der Boden geneigt, dann bestehen auch ohne äußere Einwirkungen die Möglichkeiten, daß größere zusammenhängende Teile dieser Warmlufthaut zum Aufsteigen kommen. Als Ersatz für sie fließt dann zunächst nur seitlich Luft nach der Ablösestelle. Im ersten Fall wird so die Nachbarschaft von kalt und warm immer wieder neu hergestellt, die Ablösung und der Aufstieg der warmen Luftmasse geht ständig weiter; in den beiden andern Fällen genügt das Zusammenstoßen der warmen Luftmassen, um auch sie nach oben zum Ausweichen zu bringen, und auch damit ist die Weiterführung der Aufwärtsbewegung gesichert, denn der Vorgang wiederholt sich dauernd. Kommt aus der Höhe Luft als Ersatz in die unterste Schicht hinein, dann bilden sich auch hier die erwünschten Warm-Kalt-Gegensätze in der Horizontalen.

Zum Herunterholen der Luft aus den „hohen Schichten“ von etwas mehr als 1 oder $1/2$ m in die von etwas weniger als 1 oder $1/2$ m genügt die geringe, durch das Ansteigen hervorgerufene Turbulenz. Die Grenze warm/kalt verschiebt sich im Laufe der Zeit, sie wandert ins warme Gebiet hinein nach dem Prinzip des geringsten Widerstandes.

Alle diese Bewegungen, so langsam sie zum Teil auch vor sich gehen, bedingen eine Zunahme der Turbulenz in der Nähe der bodennahen Schicht. Einzelne der vertikal bewegten Turbulenz-Elemente können in der Nachbarschaft in die bodennahe Schicht hineinstoßen. Wieder entstehen die gesuchten Warm-Kalt-Gegensätze, wieder ist eine Aufstiegsbewegung ausgelöst. Mehr und mehr solcher Ablösestellen bilden sich, zahlreiche kleine Wärmeströme sind im Aufsteigen, alle dicht benachbart. Sie vereinigen sich wie die Wurzeln eines Baumes zum Stamm, der dann in einiger Entfernung von der Erde ein segelfähiges Aufwindgebiet darstellt. Es ist durch diese Anschauung auch erklärt, warum wir in der Höhe nur so geringe Temperaturgegensätze von höchstens 2^0 C (vgl. IIe) finden, während wir solche von dem 3 bis 4 fachen Betrage erwarten müßten, kämen die bodennächsten Schichten allein in das Aufwindfeld hinein: die Wurzeln saugen aus der Umgebung Massen an und mischen sich mit ihnen.

Alle diese Vorgänge spielen sich so oder doch ähnlich bei Windstille ab. Im andern Extrem, bei Sturm, sind die Turbulenzelemente, die wir vorhin zur Bildung der horizontalen Temperaturgegensätze brauchten, so zahlreich und so stark bewegt, daß jede sich bildende Warmlufthaut sofort zerstört wird. Unter dem Einfluß der Strahlung allein erwärmt der Erdboden sich zwar auch, aber durch Berührung mit immer wieder anderen kühlen Luftmassen werden die hohen Bodentemperaturwerte nicht erreicht. Unsere Abbildung 16 brachte nur die Mittelwerte der Temperatur; bei Windstille und wolkenlosem Himmel wurden bei Lufttemperaturen (in 2 m über Boden) zwischen 25^0 und 30^0 Erdbodentemperaturen von mehr als 70^0 gemessen. Schon mäßige Windgeschwindigkeiten setzen diese Werte weit herab, wie ja die Mittelwerte deutlich zeigen. Bei stürmischen und mittleren Windgeschwindigkeiten genügt die Turbulenz, um die sich bildende warme Lufthaut sofort oder doch bald zu zerstören, aber genau wie bei dem wogenden Wasser kommt die Erwärmung jetzt größeren Höhenschichten der Luft zugute. Von unten nach oben schreitet die Erwärmung stetig vorwärts, und zwar wird die Temperaturabnahme in dieser Schicht sehr genau gleich der adiabatischen sein. Denn durch den durch die Turbulenz hervor-

gerufenen dauernden vertikalen Austausch der Luftteilchen, könnte weder ein stabiler noch ein labiler Gleichgewichtszustand erhalten bleiben. (Vgl. auch VIIa). Das Wetter ist böig, aber unter Umständen finden sich auch hier vereinzelte mächtige Aufwindfelder, wenn sich irgendwo im Windschatten größere zusammenhängende Warmluftmassen bilden konnten.

Bei schwachen Windbewegungen haben wir Verhältnisse, die ungefähr zwischen den beiden geschilderten liegen. Die Turbulenz ist zu groß, um sehr starke Ueberhitzungen der bodennahen Luft zuzulassen, und zu klein, um schon sehr früh die Bildung zu unterbinden. Die oben genannten rein thermischen Auslösungsursachen treten zurück mit Ausnahme der an der Grenze von warmen und kalten, neben einander liegenden ausgedehnteren Gebieten. Gerade an der Leegrenze ausgedehnter, warmer Gebiete kann man häufig lange Zeit bestehende Aufwindfelder feststellen. Die von den schwachen Winden herangeführte Luft erwärmt sich beim Ueberfließen der heißen Fläche und steigt dann an der Grenze zur kalten Luft, an einem Waldrand, an Häusern, Hecken usw., wo irgend sie zum Aufsteigen gezwungen werden kann, in gleichmäßigem Strome auf.

d) Ergebnisse von Meßflügen.

Wir zeigten schon als Abbildung 12 die Bahnvermessung eines kurzen Segelfluges. Wird der Flug länger, werden vor allem sehr viele Kurven über demselben Gelände geflogen, dann überdecken sich die Linien derartig, daß eine Reproduktion in kleinem Maßstabe unübersichtlich wird. Wir zeigten in Abb. 13 die Temperatur- und Sinkgeschwindigkeitsverteilung eines einstündigen Segelfluges. Der Flug wurde über den südlichen Teilen des Flugplatzes Griesheim, etwa in der Nähe der Waldkante ausgeführt. Die besten Aufwinde ergaben sich bei dem schwachen westlichen Winde etwa in der Mitte des überflogenen Gebietes, also etwa dort, wohin die von der Lichtung, die am Südwestrande des Flugplatzes auf der Kartendarstellung deutlich zu erkennen ist, aufsteigenden Luftmassen unter dem Einfluß des horizontalen Windes die Flughöhe erreichten. Das Temperaturfeld am Boden (vgl. Abb. 17.) mit seinen niedrigen Temperaturen im Walde an der Südwestecke des Flugplatzes dicht neben der Lichtung gibt Veranlassung, auf einen Umstand noch einmal besonders hinzuweisen: In diesem Waldstück steht das Grundwasser sehr dicht unter der Erdoberfläche (hier befindet sich auch die Pumpstation des Darmstädter Wasserwerkes). Unsere Zahlen unter IVb zeigten schon die thermische Trägheit des feuchten Erdbodens. Es konnte festgestellt

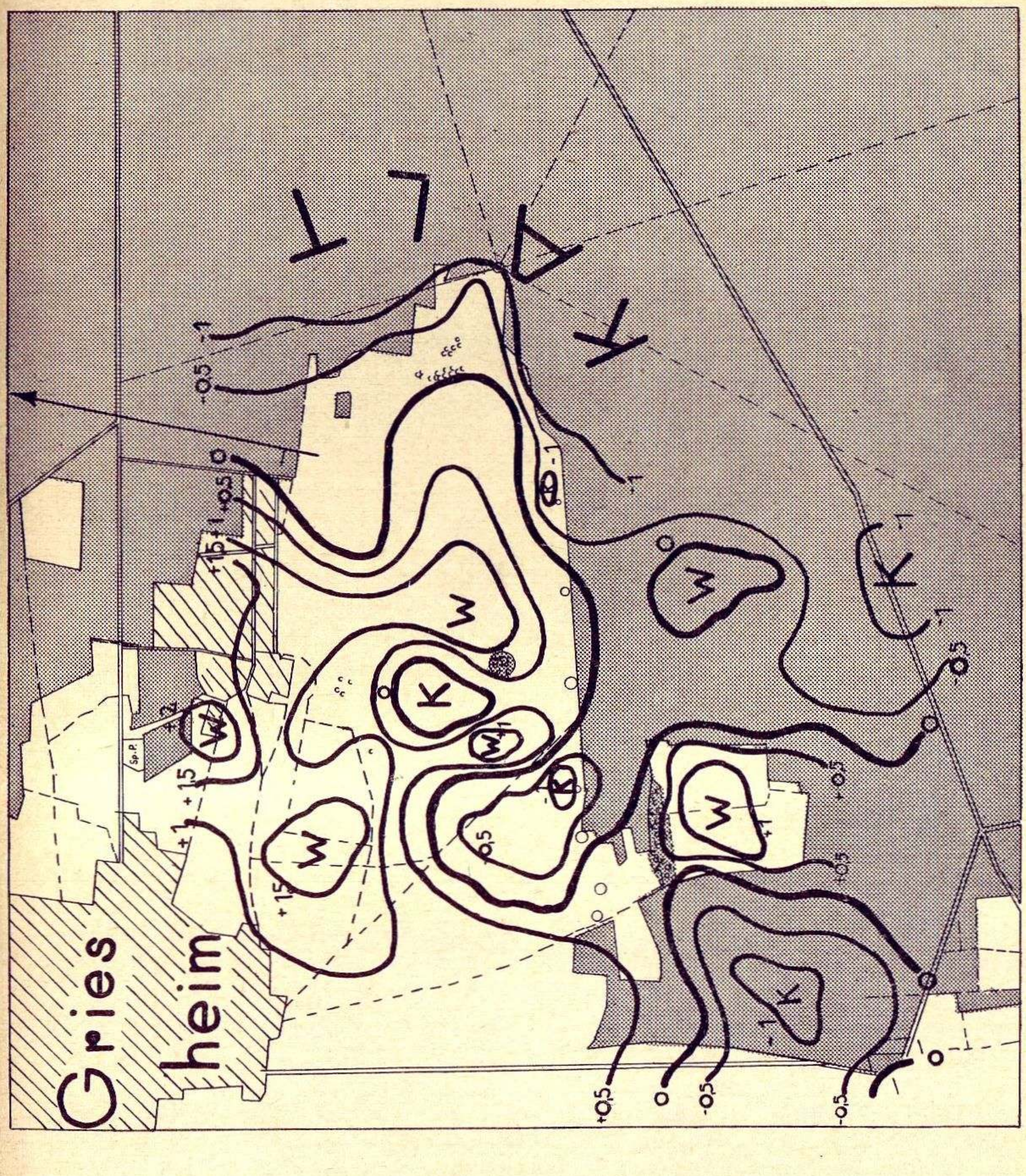


Abb. 17.

Temperaturfeld am Boden, Flugplatz Griesheim, 7. 7. 33. (Abweichungen von der Mitteltemperatur in ^{0}C).

Punktrasten = Nadelwald, die Kreise am Waldrand stellen kleine Hügel dar.

werden, daß überhaupt ein enger Zusammenhang zwischen dem Bodenwasser und der thermischen Konvektion *) besteht, der so weit geht, daß allein aus der Kenntnis der Wasserverhältnisse in der Erde auf die mittleren Aufwindverhältnisse Rückschlüsse möglich sind.

Ein zweiter Umstand erscheint erwähnenswert: häufig wird über sehr trockenem Gelände, das in feuchteres eingebettet liegt, (z. B. Flugplatz Griesheim b. Darmstadt) beobachtet, daß der Platz wolkenfrei bleibt, während die ganze Umgebung mit Cu-Wolken bedeckt ist. Man darf hier nicht schließen, daß die Aufwinde in der Umgebung besser als über dem Platz sein müssen, die Flüge zeigen ja schon das Gegenteil; es ist so, daß die vom Platz aufsteigende Luft, die wesentlich trockener ist, als die der Umgebung, dann nicht mehr zur Kondensation kommt, wenn eine in der Höhe liegende stabile Schichtung die Vertikalbewegung vorzeitig zum Stillstand bringt.

e) Der tägliche Gang der Temperatur.

Im Laufe der Nacht kühlt sich durch Ausstrahlung der Boden ab. Die ihm aufliegenden Luftschichten erkalten. Uebersschreitet dabei die relative Feuchtigkeit, errechnet aus S für die Temperatur der Erdoberfläche selber oder die Oberfläche von Blättern und Gräsern und s, gemessen in der bodennahen Luft, den Wert 100 %, dann schlägt sich das Wasser als Tau nieder, überschreitet sie auch für die bodennahe Luftschicht selber den Wert von 100 %, dann gibt es Nebel.

Die Temperatur sinkt weiter bis Sonnenaufgang oder noch etwas später, die Luftmassen kühlen sich vom Boden aus bis in größere Höhen hinauf ab. Es entsteht eine Bodeninversion, die langsam von unten nach oben wächst.

Die einfallenden Sonnenstrahlen verdunsten zuerst das Wasser, und erwärmen dann oder auch gleichzeitig den Erdboden. Von diesem wird, wie früher geschildert, die Luft erwärmt. Aber noch andere Wärmequellen stehen der Luft zur Verfügung. Während die Sonnenstrahlen trockene Luft fast ungehindert passieren, werden sie von den in der Luft schwebenden Dunstteilchen absorbiert. Der Dunst erwärmt sich dabei wie die feste Erdoberfläche und gibt seine Wärme an die ihn umgebende Luft wieder ab. Ferner wissen wir, daß jeder Körper entsprechend seiner Temperatur Energie ausstrahlt, und je wärmer der Körper ist, je

---

*) O. Fuchs. Beiträge z. Physik d. freien Atmosphäre. Bd. 20, S. 174—213.

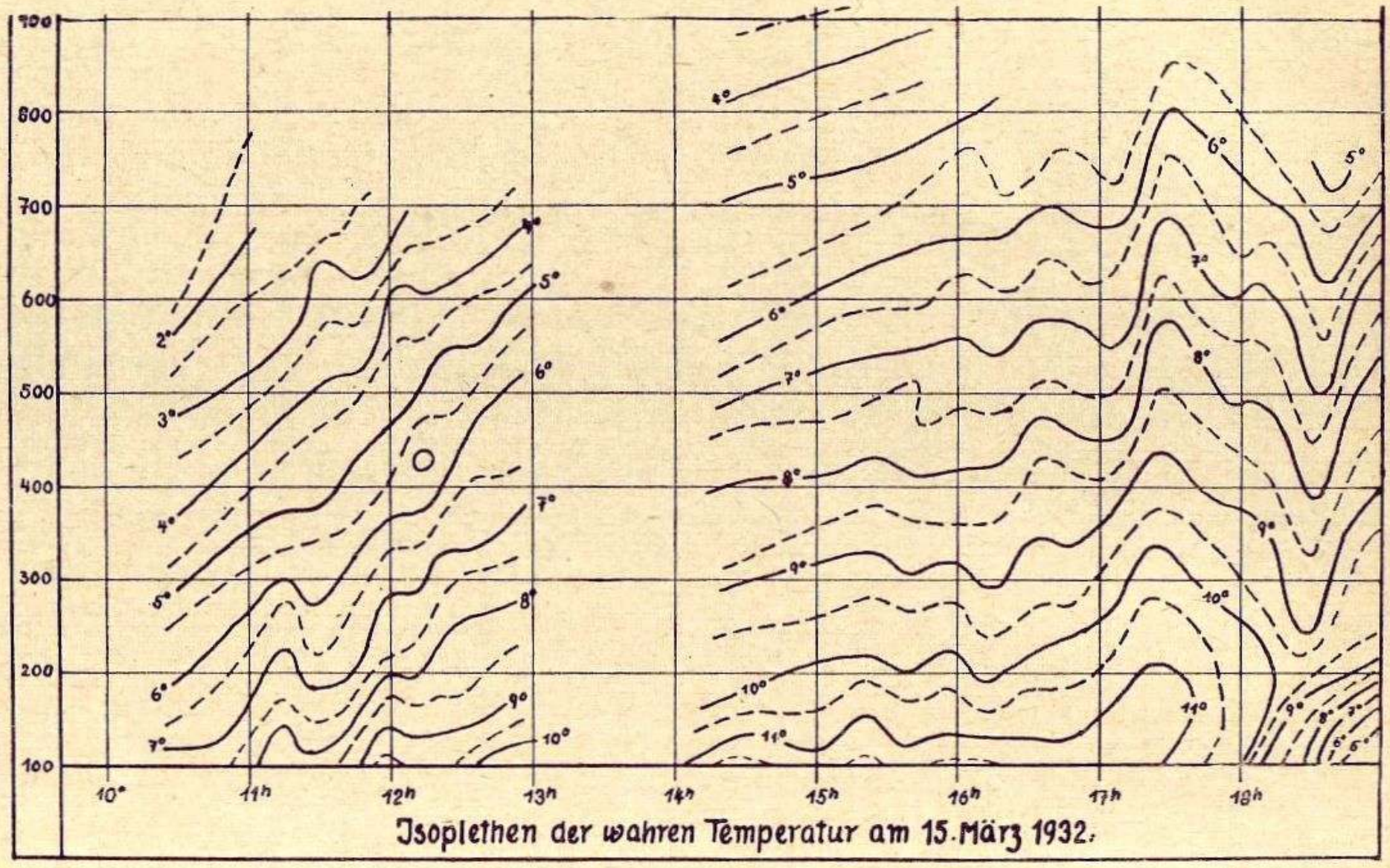
kräftiger seine Moleküle bewegt sind, umso größer ist die Frequenz der Schwingungen und damit um so kleiner die Wellenlänge. Das sichtbare Licht der Sonne hat eine sehr kurze Welle, die unsichtbare Wärme-Strahlung der Erde bei ihrer tieferen Temperatur ist langwelliger. Wasserdampf hat nun die Eigenschaft, die kurzwellige Sonnenstrahlung nahezu ungehindert durchzulassen, die langwellige Wärmestrahlung der Erde dagegen zu einem guten Teil zu absorbieren, desgleichen absorbiert auch der Dunst die langwellige, unsichtbare Erdwärme-Strahlung.

Diese Eigenschaften der in der trockenen Luft enthaltenen Fremdteilchen tragen mit dazu bei, daß die Luft nicht nur allein vom Erdboden durch Berührung und Leitung oder durch Vertikalbewegungen erwärmt wird. Diese Eigenschaften der Fremdteilchen bewirken aber auch, daß in der Nacht die Abkühlung auch nicht nur allein vom Erdboden aus erfolgt, sondern gleichzeitig auch in höheren Schichten vor sich geht, zumal in denen, in denen sich reichlich Dunst angesammelt hat. — Die Bildung des Hochnebels ist hierauf zurückzuführen. Mit der Bildung dieser Nebelart geht fast stets gleichzeitig die Bildung einer Inversion vor sich, da oberhalb des Nebels die Temperatur unverändert bleibt, während sie darunter rasch abnimmt.

Im Laufe des Tages schreitet die Erwärmung langsam fort, es bilden sich Warmlufthäute am Erdboden, die Auslöseursachen sorgen dafür, daß die Wärme durch den vertikalen Austausch, durch „Konvektion", in die Höhe getragen wird, die Temperaturabnahme mit der Höhe wird im Laufe der Zeit immer größer, da die Erwärmung am Erdboden selbst am kräftigsten ist. Große Aufwindfelder bilden sich, die die Erwärmung auch in große Höhen hinauftragen. Bilden sich Wolken, so wird die Einstrahlung herabgesetzt, es kann dahin kommen, daß für einige Zeit eine relative Ruhe in den Vertikalbewegungen über einem Gebiete eintritt, mit Auflösung der Wolken wird dann die Einstrahlung wieder verstärkt, und damit setzt neue Wolkenbildung ein. Wie die Wolken wirken auch große, dichte Dunstmassen, die in der Atmosphäre verteilt sind, vermindernd auf die Größe der Einstrahlung am Erdboden ein. Die Dunstmassen in der Höhe erwärmen sich auch, und damit spielen sich auch in der Höhe die Erwärmungsvorgänge mit Konvektion ab, die im Prinzip sehr ähnlich denen an der Erdoberfläche nur schwächer in ihren Ausmaßen sind.

Inzwischen neigt sich die Sonne zum Horizont. Die Ausstrahlung und die Einstrahlung an der Erdoberfläche erreichen den gleichen Betrag etwa ½ bis 1 Stunde vor Sonnenuntergang,

je nach Jahreszeit, Wasserdampf- und Dunst-Verteilung. In der Höhe bleiben die Labilitäten zunächst noch bestehen, am Erdboden wird die Luft stabil. Langsam kühlt sich dann auch die Luft in den höheren Schichten ab und in der Atmosphäre tritt Ruhe ein.



Isoplethen der wahren Temperatur am 15. März 1932.

Abb. 18.

In der Abbildung 18, die auf Grund von Meßflügen mit 15—20 Minuten zeitlichem Abstande über den Flugplatz Griesheim gewonnen wurde, ist die verhältnismäßig hohe Temperatur um 19 Uhr in der Höhe, während am Boden schon die Abkühlung eingesetzt hat, deutlich zu sehen. (Sonnenuntergang Mitte März etwa 17,45 Uhr). Liegen die Temperaturlinien dichter als 50 m für $\frac{1}{2}^0$ C auseinander, dann herrscht in der Zwischenschicht labiles Gleichgewicht, liegen sie weiter auseinander, dann herrscht stabiles Gleichgewicht (Wolkenbildung in den unteren Schichten trat an dem Beobachtungstage nicht ein). Man erkennt deutlich, wie stark die Abstände schwanken. Bei noch dichterer Folge der Einzelaufstiege ist zu erwarten, daß die Kurven noch unruhiger verlaufen werden.

f) Die Abendthermik.

Wir wissen, daß die Temperaturverhältnisse, die durch Ein- und Ausstrahlung bedingt sind, sich derart umkehren, daß die durch Einstrahlung besonders erhitzten Erdbodenteile durch Ausstrahlung besonders rasch wieder erkalten. Darum müssen sich auch die Aufwindverhältnisse umlagern derart, daß dort, wo am

Tage guter Aufwind herrschte, nach Sonnenuntergang Abwind oder Luftruhe zu erwarten ist usw.

Diese Umkehrung der Aufwindfelder wird tatsächlich beobachtet. Die Segelflieger nennen diesen neuen Zustand in der Atmosphäre die „Abendthermik". Die zunächst geringeren Temperaturgegensätze zwischen warm und kalt kommen dadurch zur vollen Wirkung, weil im Laufe des Tages die Schichtung der Atmosphäre in den unteren Schichten sehr wenig stabil geworden ist.

Ueber Wäldern beobachten wir häufig fast konstante (stationäre) Aufwindfelder, die ganz langsam immer schlechter tragen. Die geringeren Temperaturgegensätze lassen heftige Bewegungen nicht mehr entstehen. Es treten Verhältnisse ein, die ganz ähnlich denen bei schwacher Luftbewegung am Strahlungstage geschilderten sind: ein langsames Zufließen kälterer Luft, die sich beim Dahingleiten erwärmt und sich etwa in der Mitte des warmen Gebietes bei sonst allgemeiner Windstille oder an seinem Leerande ablöst.

Auch das Segeln über Städten (Darmstadt) ist häufig erst in den Stunden um Sonnenuntergang durchführbar. Es wurde beobachtet, daß dann der Aufwind nicht nur viel gleichmäßiger, sondern auch wesentlich stärker ist, als am Tage, wo er wider Erwarten häufig gar nicht gefunden wurde. Zunächst ist diese Feststellung überraschend. Aber durch die Gebäude usw. ist die Bildung einer zusammenhängenden Warmlufthaut nicht möglich, einzelne stark überhitzte Teilchen auf Plätzen etc. lösen sich wohl ab, aber sie sind zu klein, um segelfliegerisch nutzbare Aufwindfelder zu erzeugen, es reicht nur zur Bildung starker, unregelmäßig verteilter und räumlich eng begrenzter Aufwindböen, die oft schon in mittleren Höhen absterben und eine Zone allgemeiner, starker Turbulenz über der Stadt erzeugen. Gegen Abend wurde bei schwachwindigem Wetter mehrfach beobachtet, daß der Wind als leiser Zug von allen Seiten in das Innere der Stadt einströmte, dabei die in den Mauern aufgespeicherte Wärme aufnahm und dann in der Nähe der Stadtmitte als ruhiger, stetiger Aufwindstrom emporstieg.

V. Der Hang-Aufwind.

a) Allgemeines.

Strömt die Luft gegen ein festes Hindernis, so wird sie zum Ausweichen gezwungen. Ist das Hindernis im Verhältnis zu seiner Breite sehr hoch, so tritt in der Hauptsache ein Umfließen ein, ist es niedrig im Verhältnis zu seiner Breite, so tritt wenigstens in den mittleren Teilen hauptsächlich ein Ueberfließen auf. Bei Gebirgsstöcken wie der Harz, macht sich das Umfließen dadurch bemerkbar, daß in einer etwa 30—50 km breiten Zone an den Seiten sich die Windgeschwindigkeit nahezu verdoppelt, im Luv des Gebirges dagegen auf den halben Betrag sinkt, verglichen mit der Geschwindigkeit in den anderen Teilen der Norddeutschen Tiefebene. Es läßt sich zeigen, daß die Energie, die nötig ist, um die Luftmassen über ein Gebirge zu heben, größer ist als die, die aus der allgemeinen Druckverteilung der Wetterlage zur Verfügung steht. Am stärksten macht sich dieser Staueinfluß natürlich in den untersten Luftschichten bemerkbar. Je tiefere Schichten wir also betrachten, umso größer wird der Anteil der Luft sein, die sich vor dem Hindernisse staut oder es umfließt, je höhere, umso kleiner werden die Umwege werden.

Diese Feststellungen gelten für das ganze Gebirge, sie gelten aber auch für jeden einzelnen Hang.

Je mehr Energie zur Verfügung steht, umso rascher fließt die gesamte Luftmasse, und um so tiefer wird die Zone liegen, von der ab ein brauchbarer Aufwind zur Verfügung steht. Ist die Luft aber durch andere, vorgelagerte Hindernisse in ihrer Geschwindigkeit schon abgebremst, dann werden die in der Talniederung liegenden Luftmassen in Ruhe bleiben. Verjüngt sich der Querschnitt der anblasenden Luft dicht vor dem Hindernis, dann nimmt die Aufwindgeschwindigkeit und die von ihr erfaßte Luftschicht zu. (Düsenwirkung).

b) Einzelformen der Strömung.

Je weicher alle Uebergänge im Gelände sind, umso mehr schmiegt sich die Strömung dem Gelände an. Alle scharfen Uebergänge, Kanten, Grate usw. erzeugen in hohem Maße Turbulenz, wie ja auch aus anderen Gebieten der Strömungslehre bekannt

ist. (Vgl. etwa die Erfahrungen beim Bau von Luftfahrzeugen). Die erzeugte Turbulenz pflanzt sich weit in die Leerichtung fort, sie ergreift allmählich auch immer hangfernere Schichten.

Wichtig ist zu wissen, daß sich auf der Leeseite steil abfallender Berge, besonders — aber nicht nur — dann, wenn der Uebergang vom Plateau zum Hang ein plötzlicher ist, sich ein sehr schmales, intensives Aufwindfeld zeigt, das einmal wegen seiner Böigkeit an sich eine Gefahrenquelle darstellt, ferner aber besonders deswegen gefährlich wird, weil die Richtung der anblasenden Luft auf engem Raume sehr stark wechselt. So kann es kommen, daß der eine Flügel in der auf-, der andere in der absteigenden Strömung das Flugzeug zum Absturz bringen, ohne daß irgend welche Steuerbewegungen das Unglück aufhalten können.

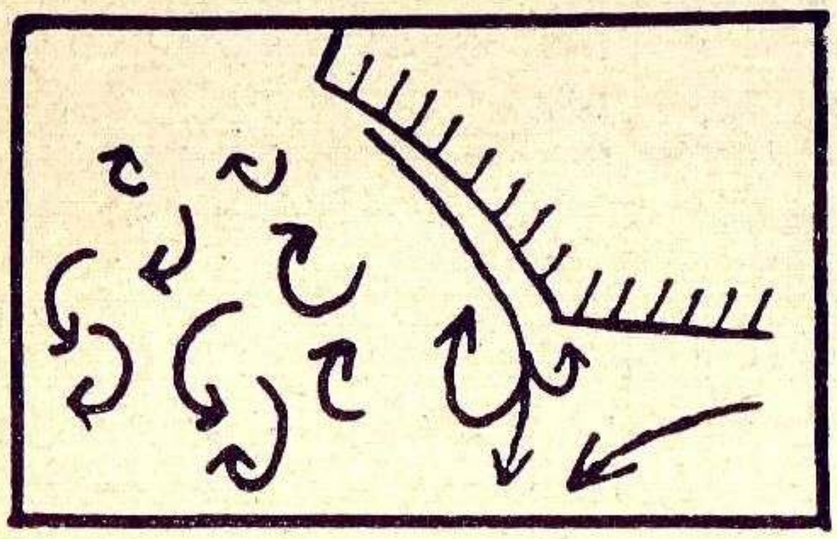


Abb. 19.

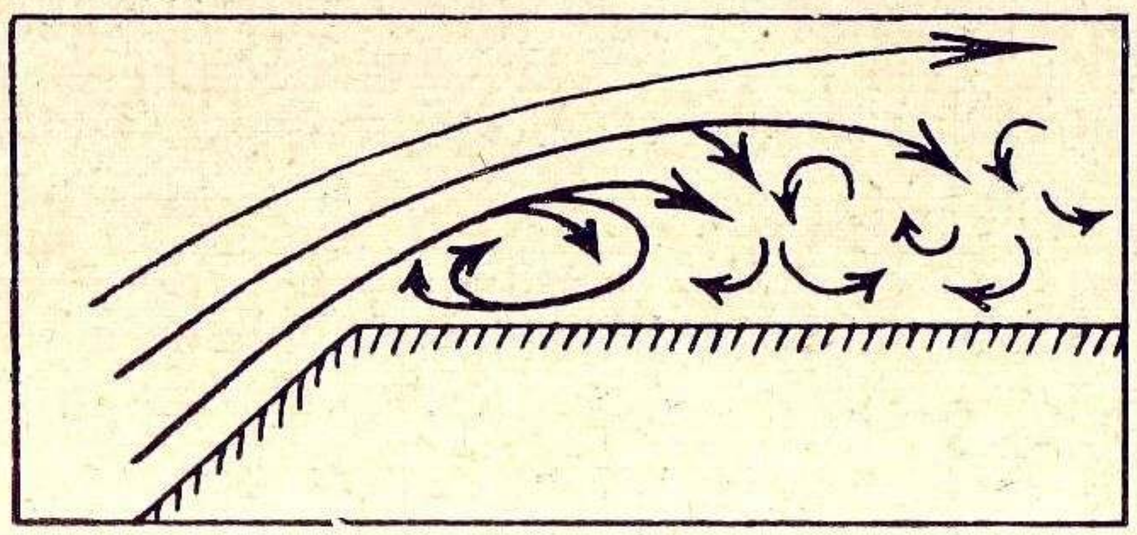


Abb. 20.

Aehnlich gefährlich kann die Strömung auch hinter Hangkanten an der Luvseite sein: einmal für Flugzeuge, die dicht über der Hangkante in die Kurve gehen, dann wird der eine Flügel voll von unten von dem Aufwinde getroffen, während der andere in schwach oder gar rückläufig bewegter Luft liegt (auch hier wird das Flugzeug um seine Längsachse gedreht, ohne daß ein Eingreifen noch zur Wirkung kommt); zweitens für Flugzeuge, die gegen den Wind zur Landung ansetzen. In einiger Höhe über dem Plateau fliegen sie mit starkem Gegenwind, dicht über dem Plateau ist der Wind ganz wesentlich schwächer, manchmal sogar rückläufig. Da das Flugzeug dank seiner Massenträgheit sich dem neuen Zustande nicht genügend schnell anpassen kann, kommt es — trotz ungeänderter Steuerstellung und normaler Lage in bezug auf den Erdboden — in den überzogenen Flugzustand und schmiert über Kopf oder Flügel ab. Die Nähe des Erdbodens, die kritische Windsprungschicht liegt in einigen untersuchten Fällen in etwa 50—80 m Höhe, in anderen noch tiefer, macht ein Fangen der Maschine unmöglich.

Von Bedeutung ist auch hier, daß nicht nur die nächste Umgebung der Geländeunstetigkeit gefährlich bleibt, sondern auch die weitere leeseitige Umgebung. Die Gefahr, welche die Leeränder von Wäldern in sich bergen, ist bekannt.



Abb. 21.

Ueber luvseitigen Steilabfällen (Kiesgruben, Steinbrüchen und ähnlichem) finden wir ein schmales, stark turbulentes Feld, mit zeitweise sehr kräftigen, fast senkrechten Aufwindstößen und zeitweise fast horizontalem Wind.

Steigt ein Gelände mit Hangneigungen über 30° sehr plötzlich aus der Ebene empor, so mag es zur Bildung von Luvwirbeln kommen, sind die Uebergänge zum Vorgelände weich, dann treten sie nicht auf. Bei langen Hängen bilden sich, auch wenn sie flacher geneigt sind, Windschichtungen in der anströmenden Luft wegen der Stauwirkung aus, die in den talnahen Schichten andere Windrichtungen als am Gipfel auftreten lassen.

Die Lage des höchsten Punktes des Aufwindes verschiebt sich über den Gipfel mit zunehmender Höhe immer mehr leewärts (auch bei stabiler Schichtung), dies ist wohl eine Folge der Trägheit der aufsteigenden Luftmasse und des Auftretens von Leewirbeln, die der anblasenden Strömung ein neues weiter leewärts liegendes und den Berg überragendes Hindernis entgegensetzen.

c) Einfluß der Einstrahlung auf den Hangaufwind.

Nach den früher gemachten Ableitungen ist es einleuchtend, daß der Hangaufwind eine der besten Auslösungsmöglichkeiten für thermischen Aufwind darstellt. Einmal sind am geneigten, der Sonne zugekehrten Hange die Einstrahlungsverhältnisse deswegen besser, weil die Sonnenstrahlen steiler auf den Erdboden auftreffen; die Erwärmung ist also eine größere, ganz abgesehen davon, daß mit zunehmender Höhe des Berges über dem Meeresspiegel auch die von den Sonnenstrahlen in der Atmosphäre zurückgelegten Wege

kürzer und damit die absorbierten Wärmemengen in den durchwanderten Schichten kleiner werden. Zweitens sind bei Sonneneinstrahlung die Berge ganz dicht an ihrer Oberfläche wärmer als in einiger Entfernung vom Hang in der gleichen Höhe, wir haben also hier gleich von der Bildung der Warmluft an ein gewisses horizontales Nebeneinander verschieden warmer Luftmassen. Dann sind, da die Turbulenzelemente der anblasenden Luft leichter in die bodennahe geneigte Schicht eindringen, auch die Auslösungsursachen durch äußere Einwirkungen häufiger. Alles zusammen: rasche, höhere Erwärmung bei guten Auslösungsursachen geben gerade am Hang sehr gute thermische Aufwinde. Diese lösen sich in der Nähe des Gipfelplateaus ab und steigen dann als ganz normale thermische Aufwinde auf, ohne sich weiter stärker nach der Bodengestaltung zu richten. Selbstverständlich ist bei guter Einstrahlung auch das ganze Vorgelände mit thermischen Aufwinden durchsetzt. Diese Aufwinde haben in Gipfelhöhe um so größere Aufwärtsgeschwindigkeiten, je länger sie schon unterwegs sind, d. h. je höher sie über Grund oder je weiter sie vom Gipfel entfernt talwärts liegen. Ueberlegen wir, daß wir durch Zusammensetzen der Horizontal- und Vertikalgeschwindigkeiten die Bahnkurve des vom Talboden aufsteigenden thermischen Aufwindfeldes erhalten

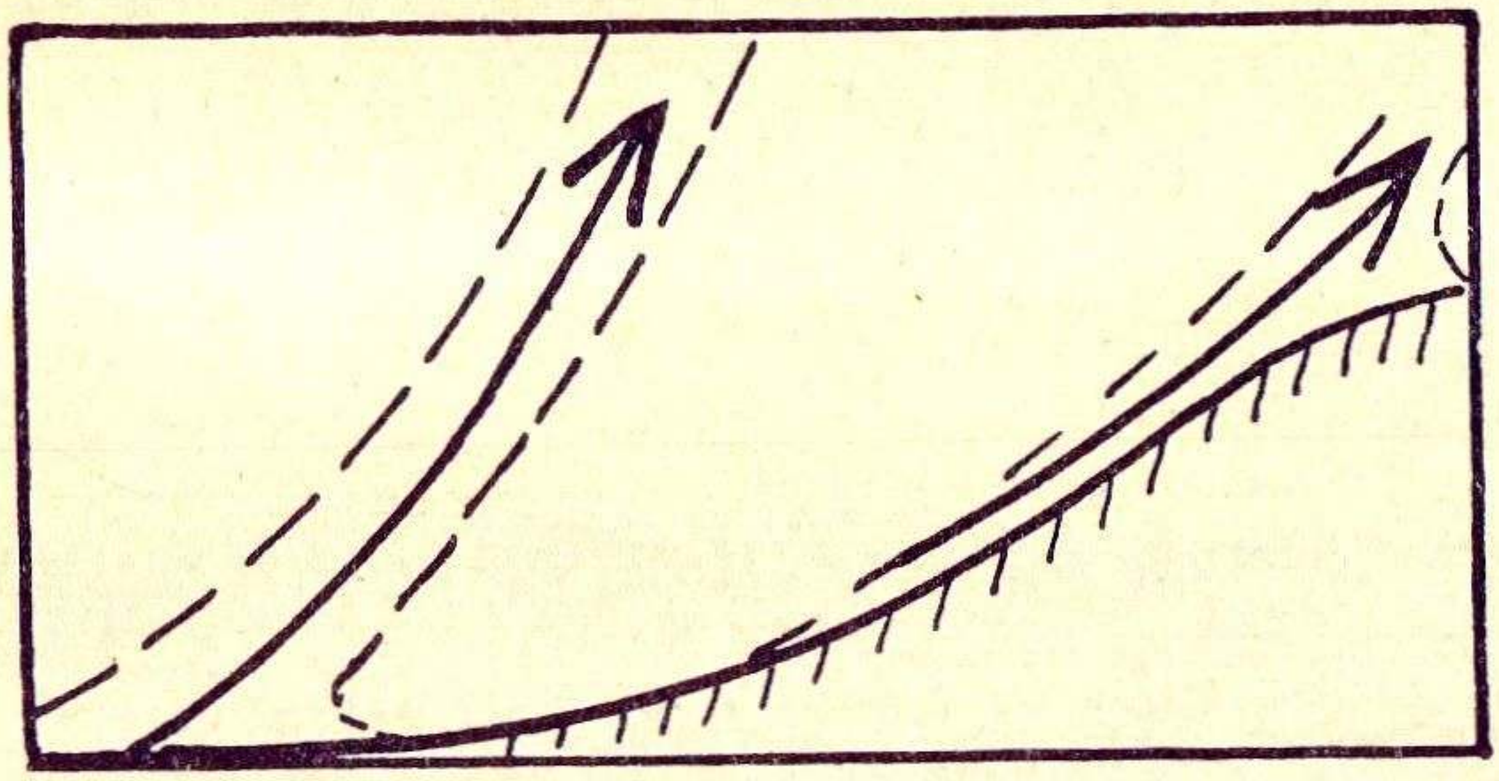


Abb. 22.

(die horizontale Verlagerung müssen wir etwas kleiner wählen als die horizontale Windgeschwindigkeit in der ungestörten Strömung, vgl. IId); seine Steigung wird in fast allen Geländen mit normaler Hangneigung steiler sein als die des Hanges. Der thermisch beeinflußte Hangaufwind kriecht aber am Boden empor, zwischen beiden Feldern dürfen wir also mit nicht allzu häufigem Auftreten von Aufwinden rechnen.

Nicht immer strahlt die Sonne auf den Luvhang. Ist der Leehang der sonnenerwärmte, dann bilden sich hier natürlich auch

thermische Aufwindfelder. Bei Hängen mit mittlerer Neigung, die also heiß genug werden, und bei denen keine sich dem Gelände anschmiegende über den Gipfel hinüber absteigende Strömung mit ihrer Turbulenz die oberen Hangpartien stört, kriecht dann der thermische Aufwind den Leehang hinauf, löst sich in der Nähe

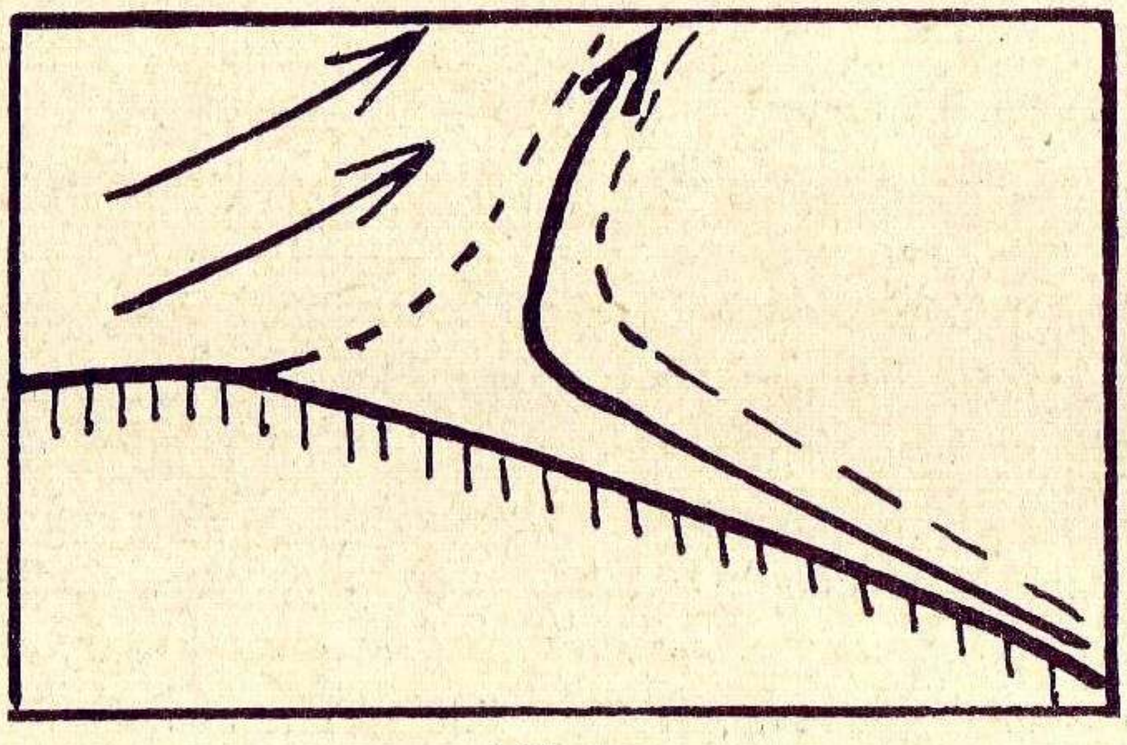


Abb. 23.

des Gipfels ab, und biegt mit der Oberströmung nach Lee um. Wir finden dann Aufwinde auf der Leeseite und außerdem für den normalen luvseitigen Hangwind die stärkste Neigung nach oben gleichzeitig sehr weit ins Lee verschoben.

Erinnern wir daran, daß, je zahlreicher die Auslösungsmöglichkeiten sind, um so geringer die Mächtgikeit der einzelnen in der Atmosphäre aufsteigenden Luftmassen sein muß, weil ja nicht Zeit genug bleibt um große zusammenhängende sehr warme Luftschichten in Bodennähe zu bilden. Je besser die Auslösungsbedingungen, umso mehr müssen die einzelnen Aufwinde pulsatorischen und nicht stationären Charakter haben. Das Fliegen in den thermischen Aufwinden aus dem Leegebiet ist also stets mit einem gewissen Risiko verbunden, denn kommt man zu spät hinein, bleibt die erreichte Höhe zu gering, dann ist auch der Abschluß an den braven Luvhangaufwind verpaßt.

Auch am Hange tritt die abendliche Umkehrung der am Tage vorgefundenen thermischen Verhältnisse genau so wie über der Ebene ein. Vor allem scheint auch hier die Labilität in den in der Höhe ständig neu herangeführten Luftmassen länger als in Bodennähe bestehen zu bleiben.

d) **Großformen der Strömung.**

Bei windschwachem Wetter und sehr labiler Schichtung finden wir an allen Hängen thermischen Aufwind. In einiger Entfernung

vom Berge selber macht sich aber die Luv- und Leeseite bezogen auf die — wenn auch sehr schwache — allgemeine Strömung doch bemerkbar.

Ist die Schichtung stabil, und scheint — nachts oder wegen einer geschlossenen hohen Wolkendecke — die Sonne nicht, dann haben wir keine Unterstützung unserer Aufwinde zu erwarten. Geringere Vertikalgeschwindigkeiten trotz stärkeren Windes an Hang und Gipfel sind die Folge. Liegt dicht über dem Gipfel eine Inversion, die, da sie die Vertikalbewegungen aus der unteren staubdurchwirbelten Luftschicht abbremst, fast stets als deutlich sichtbare Dunstschicht sich bemerkbar macht, dann ist bei größerer Windgeschwindigkeit am Gipfel nur ein geringer Aufwind vorhanden: die Luft zwängt sich zwischen dem Hindernis und der Inversion hindurch. Meist tritt dabei eine geringe Hebung der Inversion über dem Berge ein. Ist die obere Luft sehr feucht, dann entstehen in der Höhe über dem Berg Hinderniswolkenkappen. Liegt eine Inversion unterhalb des Gipfels, dann wirkt sie so, als ob die relative Berghöhe (Gipfel — Tal) verkleinert worden wäre. Es herrscht schwacher Aufwind, weil nur wenig Luftmassen an dem Ueberströmen teilnehmen. Unter Bedingungen, die m. W. zur Zeit noch nicht genügend geklärt sind, treten hinter den Gebirgskämmen Schwingungen der Luft auf. Hierher gehören die Vertikalbewegungen, die durch Föhnwolken, wie das „Moatzagottl", manchmal auch durch mehr oder weniger stationäre Cu-Wolken angezeigt werden. Diese Schwingungen sind etwas anderes als sich ablösende Leewirbel, die durch abwandernde Hinderniswolken angezeigt werden, und die die Ursache für die oft weit reichende turbulente Störung im Lee aller Gebirge ist.

e) Segelflugmöglichkeiten mitten im Gebirge.

Je tiefer ein Gebirge sich in der Windrichtung erstreckt, umso weniger ist von einem geordneten Anblasen der einzelnen Hänge mehr die Rede. Je steiler und tiefer die Täler eingeschnitten und je schmaler sie sind, umso ungünstiger werden sie nicht nur für den Hangwind, sondern auch für die thermische Vertikalbewegung. Je bewaldeter die Hänge und Kuppen sind, um so geringer ist an sich der thermische Effekt. Ungeordnete Turbulenz und vereinzelt starke Vertikalböigkeit ist die Folge aller dieser Zustände. Je niedriger ein Flugzeug über den Gipfeln fliegt, um so größer wird die Gefahr einer plötzlich notwendig werdenden Landung in dafür ungeeignetem Gelände. Es war sehr lehrreich zu beobachten, daß die Erwärmung der Oberrheinischen Tiefebene gegenüber den Luftmassen über dem Schwarzwalde so groß war,

daß die erwärmte überfließende Luft an der Hornisgrinde bis zu einer Höhe von 1600 m (vgl. Abb. 11) einen schwachen, aus der allgemeinen Druckverteilung über Süddeutschland zu folgernden Ostwind verdrängen konnte. Alle Bodenstationen in den ungestörten Gebieten um den Schwarzwald herum zeigten diesen schwachen Ostwind, am westlichen Rand des Schwarzwaldes herrschte Westwind. Besteht also die Möglichkeit, die Haufengebirge vom Typ des Schwarzwaldes durch Umwege über thermisch gute Gebiete zu umgehen, so wird dieser Umweg in jeder Beziehung zweckmäßig sein.

Bei schmalen Kammgebirgen (vom Typ des Thüringer Waldes) liegen die Verhältnisse anders, es kommt hier darauf an, sich auf der Luvseite eine genügende Höhe zu holen, um die Abwind- und Turbulenz-Gebiete dicht hinter dem Kamm überfliegen zu können, damit man die sich später bietenden, im Lee gelegenen Aufwindgebiete noch erreicht.

VI. Die „Front“.

Unter IIIc haben wir die Vorgänge beim Schauerluftgewitter geschildert, unter IIId das Wärmegewitter; dem wollen wir noch hinzufügen, daß die große Temperaturabnahme mit der Höhe auch dadurch entstanden sein kann, daß in der Höhe potentiell kalte Luft hinzugeflossen ist, auch dann sprechen wir von Wärmegewittern oder aber auch vom „Kaltlufteinbruch in der Höhe“.

Wenn nun die kalte Luft sowieso schon am Boden liegt und sich an ihm entlang bewegt, und nicht erst durch Absteigen aus der Höhe dahin gebracht wird, dann reden wir von „Einbruchsgewittern“. Diese im Verhältnis zur vor ihr liegenden Warmluft häufig außerordentlich kalte Luft bleibt, als die schwere, in den unteren Schichten und gleitet mehr oder minder schnell über den Erdboden dahin. Diese Kaltluftkörper, die nach ihrem Einbruch unser Wetter bestimmen, stammen in den für uns häufigsten Fällen aus den Gebieten um Island.

Tritt ihnen kein Hindernis entgegen, dann ist ihre Grenze gegen die vor ihr liegende Warmluft am Boden, die „Front“, eine sich manchmal über Tausende von Kilometern erstreckende fast gerade Linie. Sind über einem Gebiete die Warmluftmassen besonders heiß, kommen diese also besonders leicht zum Aufsteigen, dann dringt hier die kalte Luft rascher vor, als dort, wo mehr Energie zum Verdrängen der Warmluft gehört. Treten der vordringenden Kaltluft Gebirge als Hindernisse in den Weg, so müssen diese entweder umströmt werden, oder die Luftmasse staut sich vor ihnen bis so viel Kaltluft nachgeflossen ist, daß ihre Höhe gleich der des Hindernisses geworden ist.

Tritt ein Umfließen des Gebirges ein oder auch nur des Berges, auf dem sich die Startstelle befindet, dann liegt diese wie auf einer Insel in dem Meere der Kaltluft, und wie man von einer Insel nicht zur Festlandsküste gelangen kann, ohne die Küstenstriche zu verlassen, so kann man auch nicht von der eingeschlossenen Startstelle an die Hauptfront mit Hilfe des Frontaufwindes gelangen.

Waren in der Warmluft vor dem Einbruch ursprünglich Inversionen vorhanden, die von dem Cu-Ni durchstoßen wurden, dann werden sich diese in einer Gliederung der Wolke bemerkbar machen. Die Wolke zeigt in diesen Höhen plattformartige Vorsprünge. Durch das Wandern des durch die Cu-Ni Wolke ange-

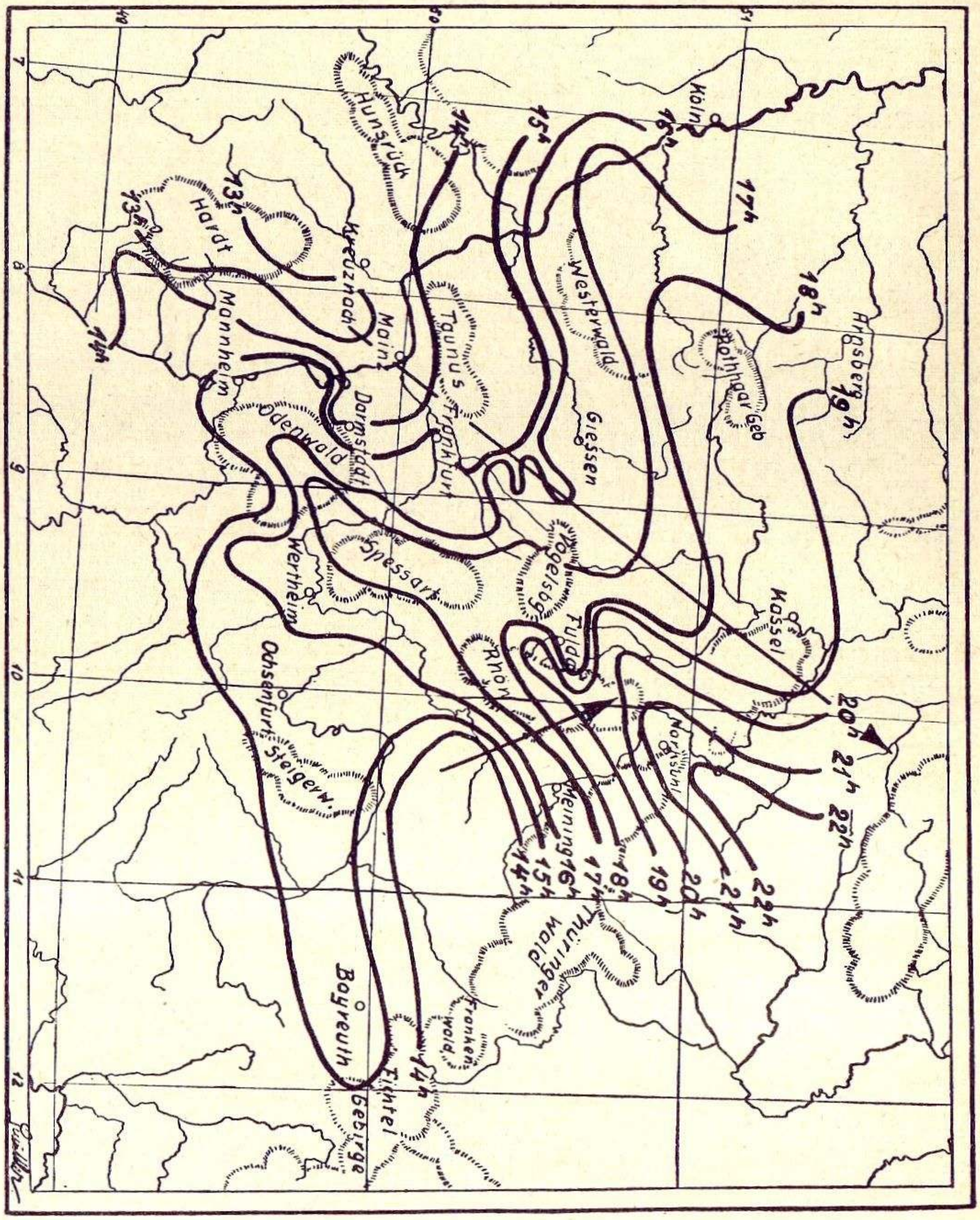
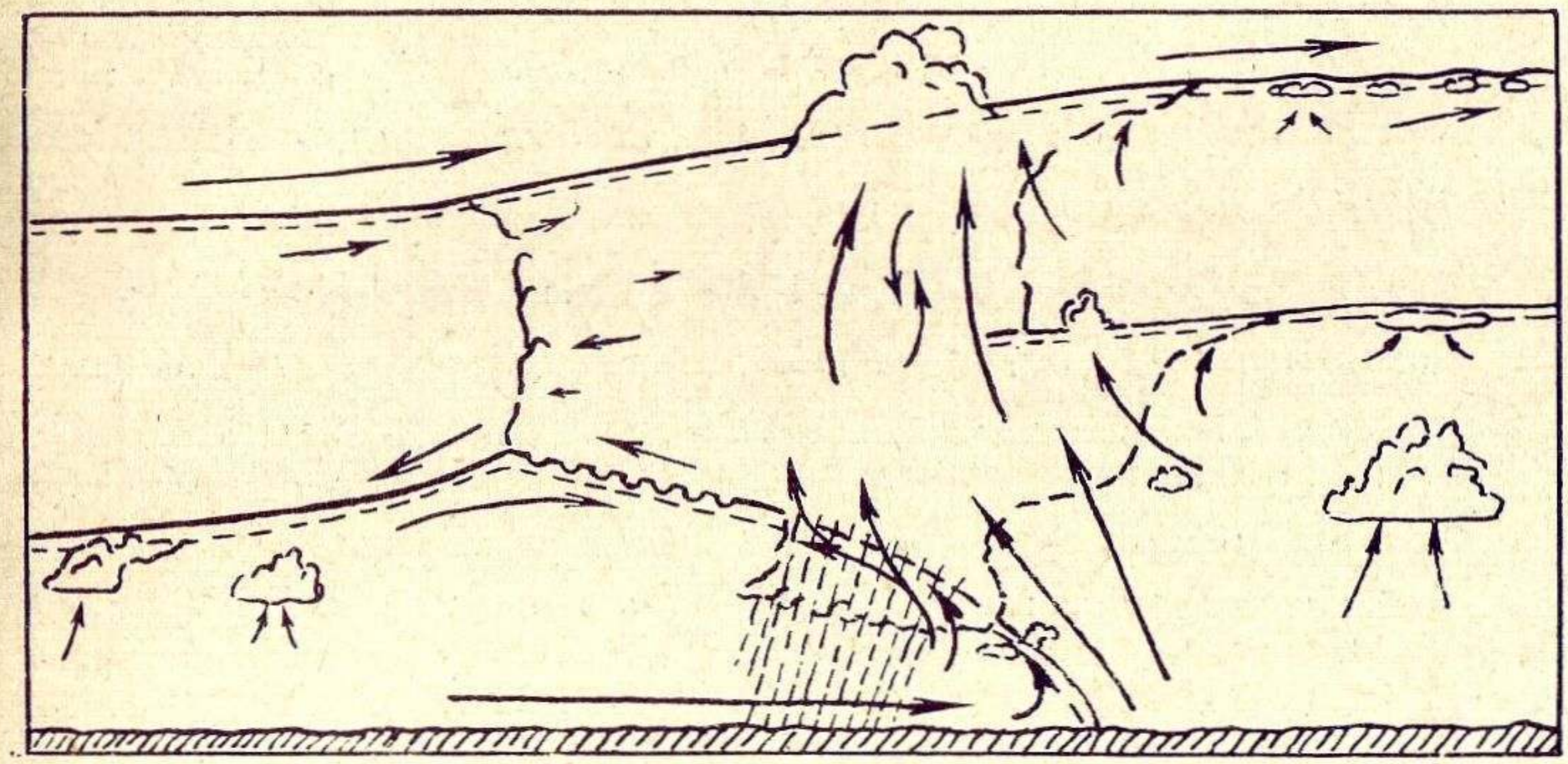


Abb. 24.

Verlauf der Gewitterfronten am 23. VII. 32.

zeigten Vorganges werden nicht nur die bodennahen Luftschichten zum Aufsteigen gezwungen, sondern in allen Schichten zwischen den alten Inversionen treten je nach ihrer Temperaturschichtung mehr oder weniger heftige Umlagerungen ein. Durchstößt der Cu-Ni eine Inversion in ihrer ganzen Erstreckung, also nicht nur an einzelnen Stellen, dann wird sie durch ihn völlig zerstört. Durch das Hinzukommen der kalten Luft wird die unterste Warm-

luftmasse gehoben, diese hebt die nächste Schicht usw. Die hinter der Front über der Kaltluftmasse strömende Warmluft in der Höhe wird, wenn ihre Geschwindigkeit in der Fortschrittsrichtung der Front größer ist als die der Front selber, auch zum Aufsteigen gezwungen. Dadurch komplizieren sich die Strömungsvorgänge in der Höhe um manches; eines nur scheint festzustehen, nämlich,



Inversion

Abb. 25.

daß unterhalb dieser Inversion an der Untergrenze der hohen Warmluft die Alto-Cumulus (A-Cu) Wolken entstehen, die unter dem Namen Schäfchenwolken vielfach als Vorzeichen für den Wetterumsturz bekannt sind. Die Abbildung 25 zeigt sehr schematisch die Strömungsverhältnisse in der Nähe des Einbruchs-Cu-Ni.

Bei dem Durcheinander von Luftmassen aller möglichen Schichten innerhalb der Wolke ist eine ruhige, gleichmäßige Aufwärtsströmung hier im allgemeinen nicht zu erwarten; eine bekannte Messung zeigte sie, sehr viele andere zeigten stärkste Böigkeit. Die Aufwindverhältnisse vor der Front sind bei weitem ausreichend für den Segelflug. Der Flug vor der Front bietet außerdem den Vorteil, daß man den Weiterzug überblicken und für die Durchführung seines Fluges ausnutzen kann, indem man an den Stellen, wo die Front zurückzubleiben droht, rechtzeitig für den Wiederanschluß an den günstigen Flügel der Front sorgt.



Abb. 27. Durch Turbulenz entstandere Sten und Cu. Fot. F. I. der R. R. G.
Flugplatz Darmstadt, 24. 4. 29, 14½ Uhr.



Jnvent. Nr. 1629

VII. Andere Arten der Aufwindentstehung.

Im Prinzip haben wir mit den vorstehenden Betrachtungen alle Möglichkeiten des statischen Segelfluges erschöpft. Es erscheint aber dennoch zweckmäßig, auf einige Fälle besonders hinzuweisen.

a) Die Turbulenz-Cumuli und die Strato-Cumulus-Wolken.

Wir hatten bisher unten den Cu-Wolken fast ausschließlich die thermisch entstandenen verstanden. Bei größeren Windgeschwindigkeiten bildet sich aber noch eine andere Art von Cu-Wolken, die zunächst mit den thermischen nichts anderes als das Aussehen gemeinsam zu haben scheinen. Nehmen wir irgend eine stabile Schichtung in Bodennähe an, es kann sogar eine Boden-Inversion sein (in Abbildung 26 wurde eine Isothermie gewählt) und nehmen wir ferner an, daß ein kräftigerer Wind in dieser Schicht wehe. Dann wird die Rauhigkeit der Erdober-

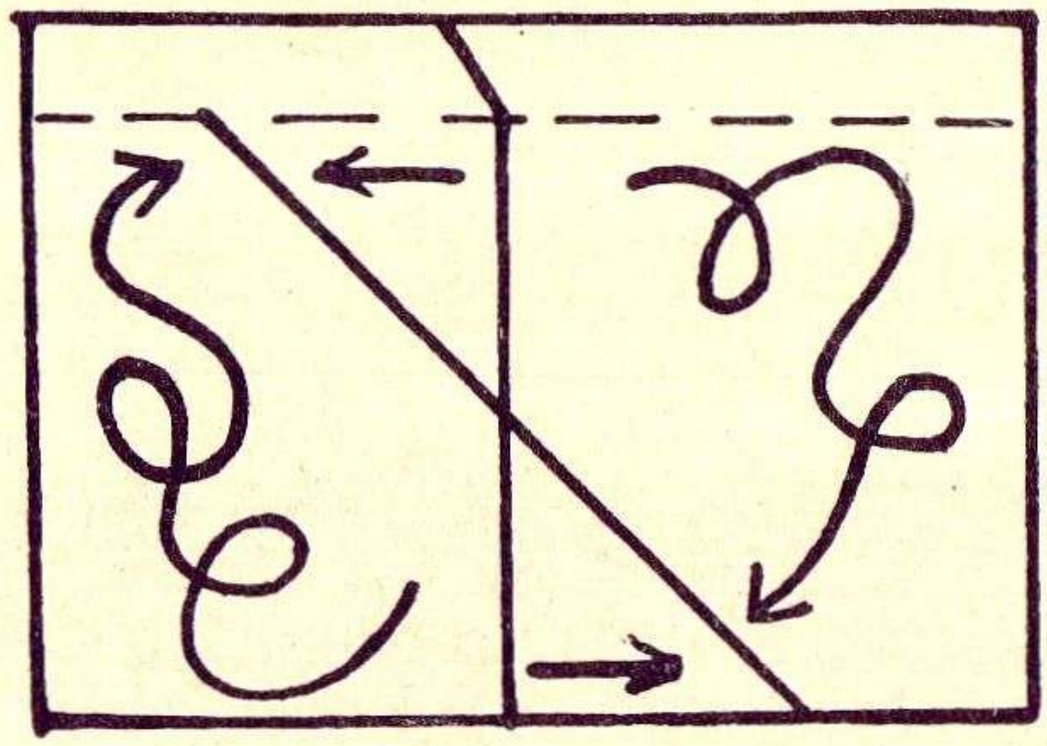


Abb. 26.

fläche in ihr eine Turbulenz und damit nach dem früher Gesagten auch Vertikalbewegungen auslösen. Hält die Windgeschwindigkeit an, dann werden zwangsweise immer wieder neue Teile der potentiell kälteren tieferen Schichten in die Höhe gehoben und mit den dort ursprünglich liegenden Luftmassen vermischt, und andererseits kommt Luft der potentiell wärmeren Schichten in die unteren. Die Luftmassen werden durchmischt. Da ein unregelmäßiger vertikaler Austausch herrscht, wird, wenn nur der Wind

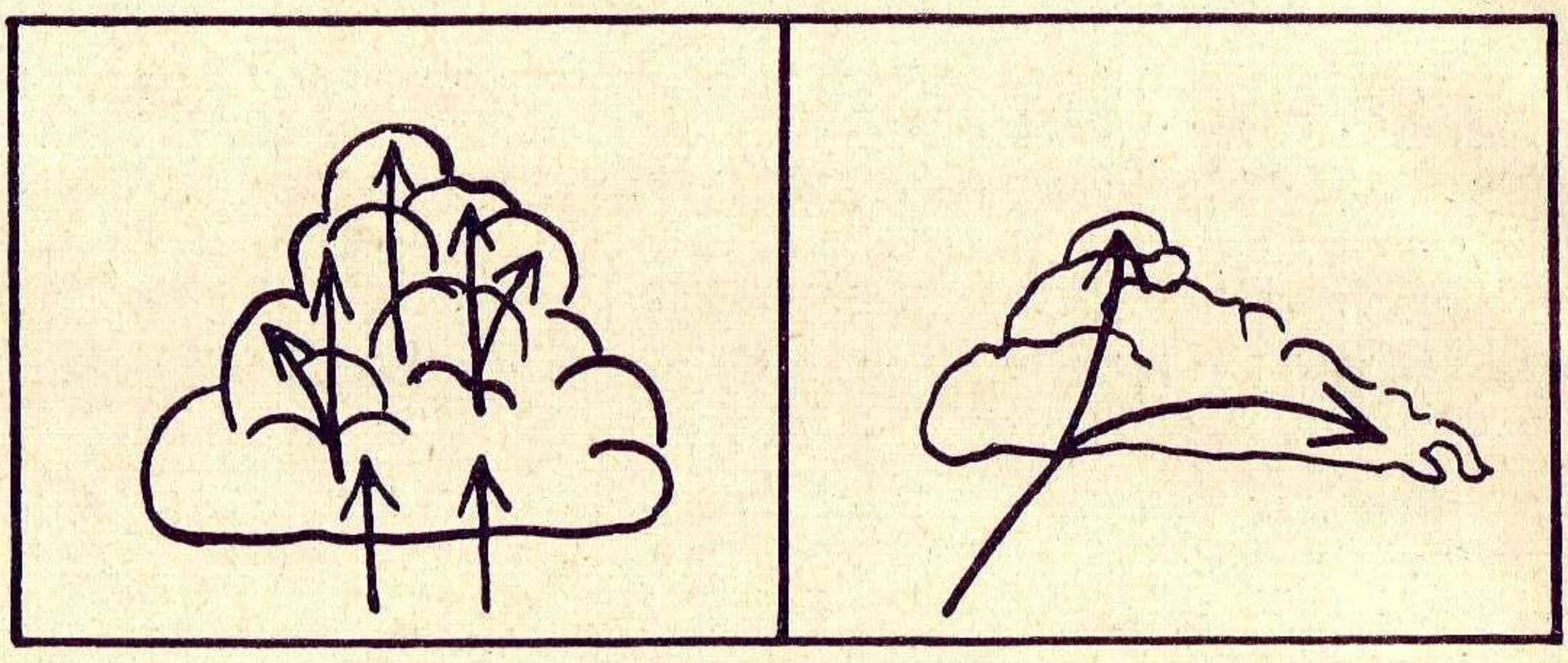
mit seiner größeren Geschwindigkeit lange genug weht. schließlich eine adiabatische Schichtung im Endzustand erreicht werden. Wurde in der ganzen Zwischenzeit der durchmischten Schicht keine Wärme von außen zugeführt (weder direkt durch die Sonne, noch auf dem Umweg über die Erdoberfläche) dann konnte sich auch die mittlere Temperatur der gesamten Luftmasse nicht ändern. Die Temperatur in der mittleren Höhe bleibt unverändert, darunter wird es wärmer, darüber kühlt es sich ab. Wurde Wärme von außen zugeführt, dann steigt die mittlere Temperatur, aber die adiabatische Schichtung als solche stellt sich bei sehr großer Turbulenz natürlich auch her. Beide Ursachen, Turbulenz und Sonneneinstrahlung, wirken bei den meisten Wetterlagen gleichzeitig, das eine Mal überwiegt die eine, das andere Mal die andere.

Nicht nur in Bezug auf die Temperatur wird die Luftschicht durchmischt, sodaß schließlich die potentielle Temperatur in ihr an allen Stellen die gleiche ist, sondern auch in Bezug auf die spezifische Feuchtigkeit: sie wird in allen Schichten durch den Austausch gleich werden. Dabei kann der Fall eintreten, daß bezogen auf die jetzt an der oberen Grenze der Schicht herrschende geringere Temperatur der Sättigungszustand überschritten wird: es müssen Wolken entstehen. Entsprechend dem Vorgang bei der Durchmischung sieht man zunächst lockere Wolkenfetzen, die rasch entstehen und rasch vergehen: Fracto-Cumulus. Mit zunehmender Labilität, die in diesem Falle auch durch Wasserdampfzufuhr erzeugt werden kann, werden aber die bewegten Luftmassen mächtiger, die Wolken werden größer und bekommen mehr Form.

Durch die Abkühlung an der oberen Grenze der Schicht werden hier die Temperaturgegensätze vergrößert: während über der Grenzfläche die Temperaturen ungeändert bleiben, tritt unter ihr Abkühlung ein, es kommt zur Bildung einer Inversion: der Reibungs-Inversion. Diese wirkt als Sperrschicht für die Vertikalbewegungen der unteren Schicht. Die einzelnen Cu müssen also flacher sein als bei den rein thermisch entstandenen, die wir früher ausschließlich betrachtet haben. Wir nennen solche Wolken Turbulenz-Cu oder Reibungs-Cu. (Abb. 27.) Am reinsten tritt diese Art Wolken in den Passatgebieten auf: Passat-Cu.

Bleibt die Durchmischung der unteren Schicht eine ganz unregelmäßige, dann haben wir es auch mit einer unregelmäßigen Verteilung der Cu zu tun. Je stärker der Reibungseinfluß den thermischen überwiegt, desto deutlicher prägt sich in der Wolke eine rollende Bewegung der Luftmasse aus: die eine Seite der

Wolke zeigt Aufwindbewegungen mit scharfen, mehr oder weniger balligen Formen, die andere die zerfiederte Form der Abstiegsbewegungen an. Diese Art Wolke mit ihrer örtlichen Nachbarschaft von auf- und absteigenden Wolkenpartien läßt am besten die Unterschiede im Aussehen beider Wolkenform erkennen.



Therm. Cu Abb. 28. Turbulenz Cu

Tritt die Vertikalbewegung sehr gleichmäßig auf, ordnet sie sich irgendwie derart, daß große, abwechselnd auf- und absteigende Luftmassen sich regelmäßig folgen, oder kommt es gar zu geschlossenen walzenförmigen Bewegungen in der strömenden Luft, dann werden die Wolken auch in regelmäßigen Folgen auftreten. Wir nennen diese in regelmäßigen einander parallelen Abständen oft in langen Banden angeordneten Cu-artigen Wolken Strato-Cumulus. (Es gibt noch anders entstandene Arten von St-Cu).

Bei diesen mehr oder minder regelmäßigen Bewegungen in der unteren Schicht wird die Inversion wellenartig gehoben und gesenkt.

Derartige Wellen können aber an solchen Sperrschichten auch entstehen, wenn gleichzeitig mit dem Temperatursprung auch ein Windsprung auftritt, ganz aus demselben Grunde und in der gleichen Art wie an der Wind-Wasser-Grenze Wogen und Wellen entstehen; und wie im Wasser die Wellenbewegung von der Oberfläche in die Tiefe wächst, so wächst die Wellenbewegung von der Sperrschicht aus nach beiden Seiten in die beiden übereinander liegenden Luftmassen hinein. Wir können uns demnach bei Bestehen einer Bodeninversion mit unten ruhender, darüber stark bewegter Luft die Entstehung der geordneten Turbulenz auch von oben nach unten fortschreitend denken. Bei Boden-Inversionen oder überhaupt bei sehr stabiler Schichtung überwiegt der letzte Fall in der Natur, da wir hier selten kräftige Luftbewegungen in der unteren Schicht haben.

Auf diese Weise können aber, was für den Segelflug besonders wichtig ist, an allen Sperrschichten mit Windsprüngen solche Bewegungen entstehen. Herrscht dabei in einer der beiden Schichten große Stabilität, dann muß diese durch die Durchmischung zuerst beseitigt werden, ist in ihr die Stabilität nur sehr gering, dann wird sehr bald ein großzügiger Austausch (wie unterhalb der Reibungsinversion) einsetzen, weil es ja gleichgültig ist, ob die Turbulenz vom Erdboden oder von der Windsprungschicht ausgelöst wurde.

Wir können also auch in labilen Schichten in größerer Höhe segeln, vorausgesetzt, daß wir mit unserem Flugzeug, etwa durch Flugzeugschlepp, in diese Schichten hineingelangen.

Je mächtiger die labile Schicht ist, umso kräftiger sind die in ihr auftretenden Vertikalbewegungen; da ja die Geschwindigkeiten mit den Aufstiegszeiten der einzelnen Luftteilchen wachsen.

St-Cu-artige Wolken, der von uns geschilderten Entstehungsart, können in allen Schichten der Atmosphäre auftreten. Liegen sie in mittleren Schichten, 3000—4500 m, dann nennt man sie auch Alto-Cumulus. Da diese nicht ausschließlich in dem im vorigen Abschnitt geschilderten Fall vor der Einbruchs-Gewitterfront auftreten, vor allem aber von der Tages- und Jahreszeit sehr unabhängig sind, erweitern sich die Segelflugmöglichkeiten um ein beträchtliches, vorausgesetzt, daß die A-Cu die in sie gesetzten Hoffnungen erfüllen. Daß sie am Sommer-Nachmittag tragen, wissen wir von den Fällen, wo Segelflugzeuge durch den Gewitteraufwind unter sie gehoben wurden. Da aber mit der abnehmenden Dichte der Luft die Sinkgeschwindigkeit des Segelflugzeuges zunimmt, müssen noch Versuche durchgeführt werden, um diese Frage auch für andere Wetterlagen zu entscheiden.

b) Segelflugmöglichkeiten über dem Ozean.

Wir erwähnten die Passat-Cu als besonders schöne Reibungs-Cu, entsprechend werden wir auch hier die Möglichkeit haben, mit motorlosen Flugzeugen zu segeln.

Auf eines sei aber noch ausdrücklich hingewiesen: da das Wasser die ihm zugeführte Strahlungswärme aufspeichert und nur langsam wieder abgibt, andererseits die mit Wasserdampf angereicherte Luft entsprechend den Strahlungsbedingungen die Temperatur ändert, sind die besten Stunden zum Segeln die um Sonnenaufgang, wo das Wasser verhältnismäßig am wärmsten, da es seine Oberflächen-Temperatur im Laufe des Tages kaum ändert, die Luft in einiger Höhe darüber aber am kältesten ist, wie wir es vom Festlande her gewohnt sind. Wir haben also

entgegengesetzt den Verhältnissen auf dem Lande die größte Temperaturabnahme mit der Höhe am Ende der Nacht.

Fronten-Flüge über dem Ozean sind theoretisch mindestens so leicht durchzuführen wie über dem Festlande, da mit den Unregelmäßigkeiten beim Vorwärtsschreiten der Front nicht in dem Maße zu rechnen ist, weil die Meeresoberfläche geringere Temperaturunterschiede in der Horizontalen aufweist als das Festland und Höhenunterschiede gänzlich fehlen. Praktisch wird der Flug gefahrvoll, weil die Flugsicherung wesentlich schwieriger durchführbar ist. War im Passat ein Flug möglich, weil ein Motorflugzeug die Sicherung übernehmen und bei dem normaler Weise geringen Seegang nach erneutem Hochschleppen das Segelflugzeug an seinen Stützpunkt zurückführen kann, so sind vor dem Gewitter solche Manöver wegen der Nähe des Sturmes unter Umständen nicht mehr durchführbar. Mißlingt das Gewinnen des Anschlusses an die Front, dann sind Pilot und Flugzeug in allerschwerster Gefahr.

Das Segeln im Aufwind der Wogen, wie es die Möven durchführen, dürfte wegen der Ausmaße eines bemannten Segelflugzeuges kaum durchführbar sein. Bildet aber ein moderner Dampfer das hangaufwinderzeugende Hindernis, dann rückt auch der Hangsegelflug über dem Ozean in den Bereich der Möglichkeiten. Beobachtungen des Mövenfluges zeigten, daß sich manchmal im Lee des Schiffes Schwingungen ausbilden, die allmählich in immer größere Höhen hinaufreichen. Die zu ihrer Bildung notwendigen Bedingungen sind noch unbekannt. Da sich aber die Sinkgeschwindigkeit der Möven nicht viel von der unserer Segelflugzeuge unterscheidet, müßte auch dort der menschliche Segelflug möglich sein.

c) Segelflugmöglichkeiten in den Tropen.

Ueber die Segelflugmöglichkeiten im Innern der tropischen Kontinente sind wir weniger durch vereinzelte Segelflüge unterrichtet, als durch das Studium des Vogelfluges, dem bisher das Interesse des Auslandes in stärkerem Maße galt. Wir können zu dieser Frage sagen, daß die Verhältnisse nicht wesentlich anders als bei uns in Mitteleuropa sind, nur daß die Gipfelhöhe der normalen vom Boden ausgehenden Vertikalbewegungen höher liegt, besonders wenn die Wolkenbildung schon in niedrigeren Höhen über dem Erdboden eintritt, da wegen des großen Betrages der hierbei freiwerdenden Kondensationswärme die feuchtadiabatische Temperaturabnahme sehr klein bleibt.

In vom Verkehr nicht erschlossenen tropischen Gebieten entstehen Schwierigkeiten verkehrstechnischer Art, die Strecken-

flüge zur Unmöglichkeit werden lassen. Werden aber dennoch Ueberlandflüge über Urwaldgebieten oder unbewohnten Steppen ausgeführt, so liegt ihr sportlicher Wert viel höher als bei Flügen mit den gleichen Entfernungen in den zivilisierten Ländern.

Die deutsche Segelflugexpedition nach Süd-Amerika hat in den Küstengebieten der Tropen aber noch eine andere, zunächst enttäuschende Erfahrung machen müssen. Der Einbruch des Seewindes unterbrach schlagartig die Vertikalbewegungen der Luft über den Küstengebieten und die große Strahlungsenergie der Sonne war nicht in der Lage, die entstandene Stabilität zu zerstören.

Anhang: Land- und Seewind

Weil diese meteorologische Erscheinung auch in unseren Küstengebieten an schwachwindigen Tagen der extremen Jahreszeiten regelmäßig auftritt, wenngleich sie weder für die Lebensführung die gleiche Bedeutung erlangt, noch auch so mächtig ist, wie in den Tropen, sei auf sie hier kurz eingegangen.

Gehen wir von dem Zeitpunkt aus, in welchem See und Land die gleiche Temperatur besitzen, nehmen wir ferner Windstille an, und auch die Isobaren-Flächen (p) seien alle einander und dem Erdboden parallel.

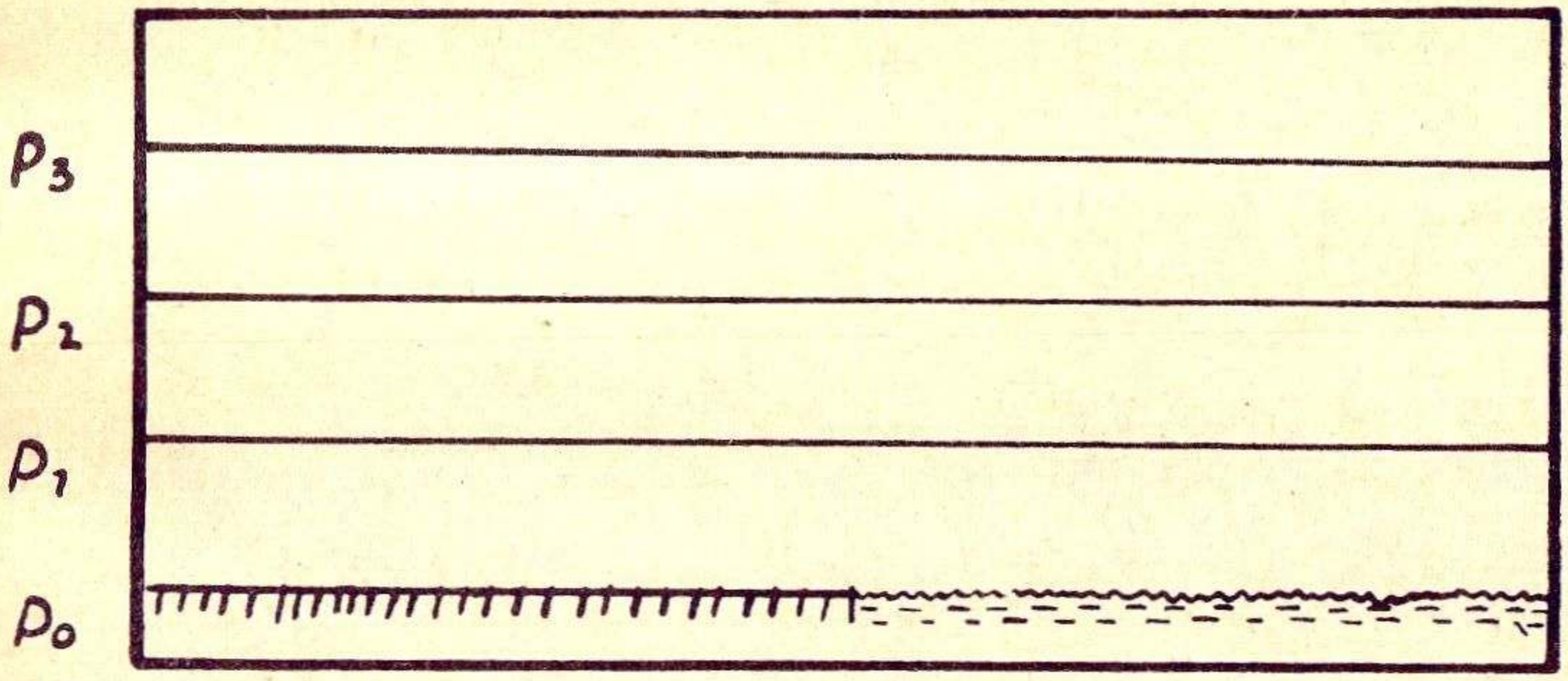


Abb. 29.

Jetzt trete auf dem Lande eine Erwärmung ein, dann werden sich auch die Luftschichten, die über ihm liegen, erwärmen. — Es ist gleichgültig, ob wir den vertikalen Austausch dabei berücksichtigen oder nicht, d. h. ob wir die Erwärmung stetig von unten her oder durch Vertikalbewegungen, also unstetig, durchgeführt denken. — Die untere Luftmasse dehnt sich bei der Erwärmung aus, die Linie, an der der Luftdruck p_1 herrscht, wird gehoben,

denn das Gewicht der über ihr liegenden Luftmassen ändert sich ja nicht durch die Vorgänge unter ihr, damit wird auch die Linie p_2 gehoben, die zwischen p_1 und p_2 liegende Luftmasse dehnt sich aber auch aus, p_2 wird also stärker gehoben als p_1, p_3 noch stärker usw.

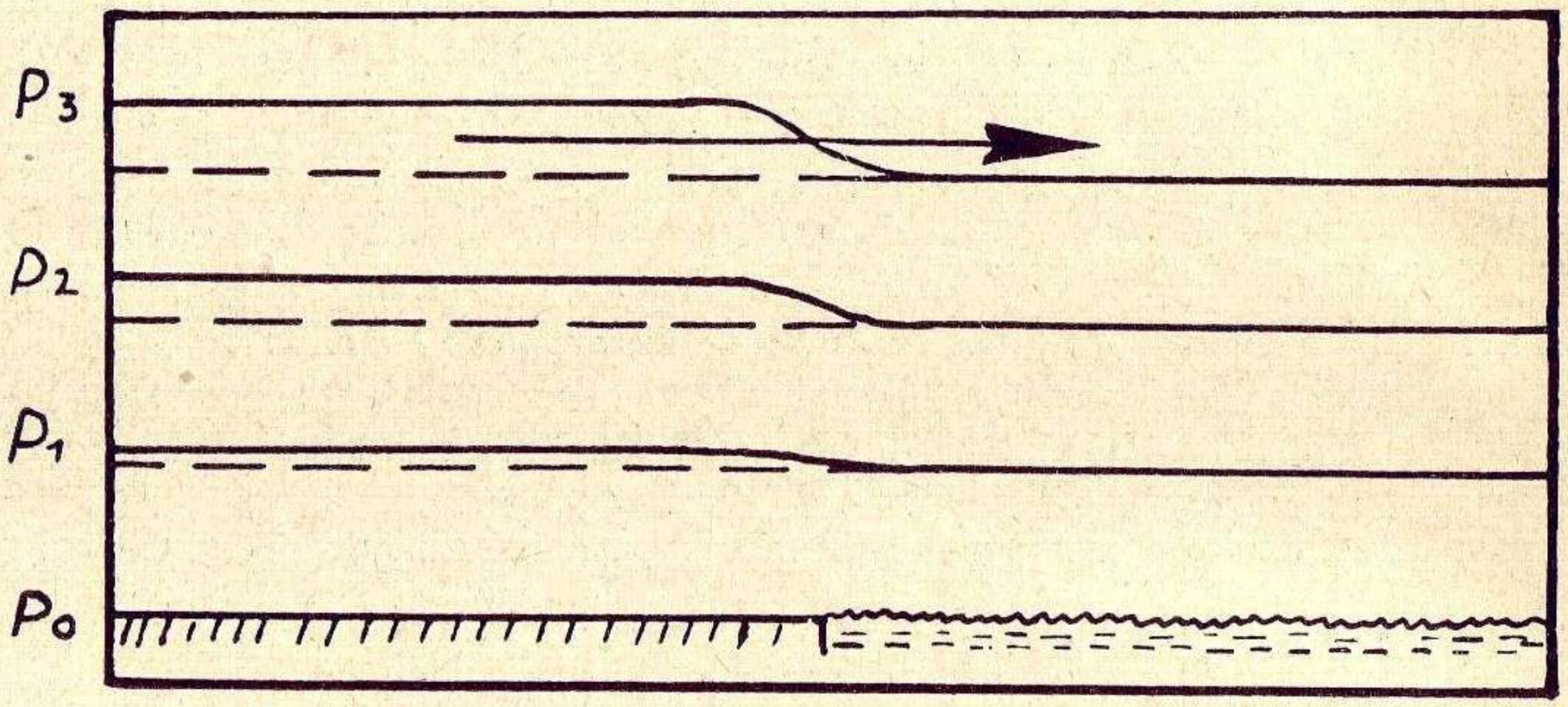


Abb. 30.

Während sich der Bodenluftdruck bisher noch nicht geändert hat, ist in jeder Höhenschicht der Druck über dem Lande größer als der über dem Meere. In irgendeiner Höhenschicht werden mit der Zeit die Druckgegensätze so groß, daß die Luft dem Druckgefälle folgt und in der Höhe vom Lande zum Meere strömt.

Dadurch sinkt aber am Boden über dem Lande der Druck und steigt über dem Meere entsprechend dem Gewicht pro

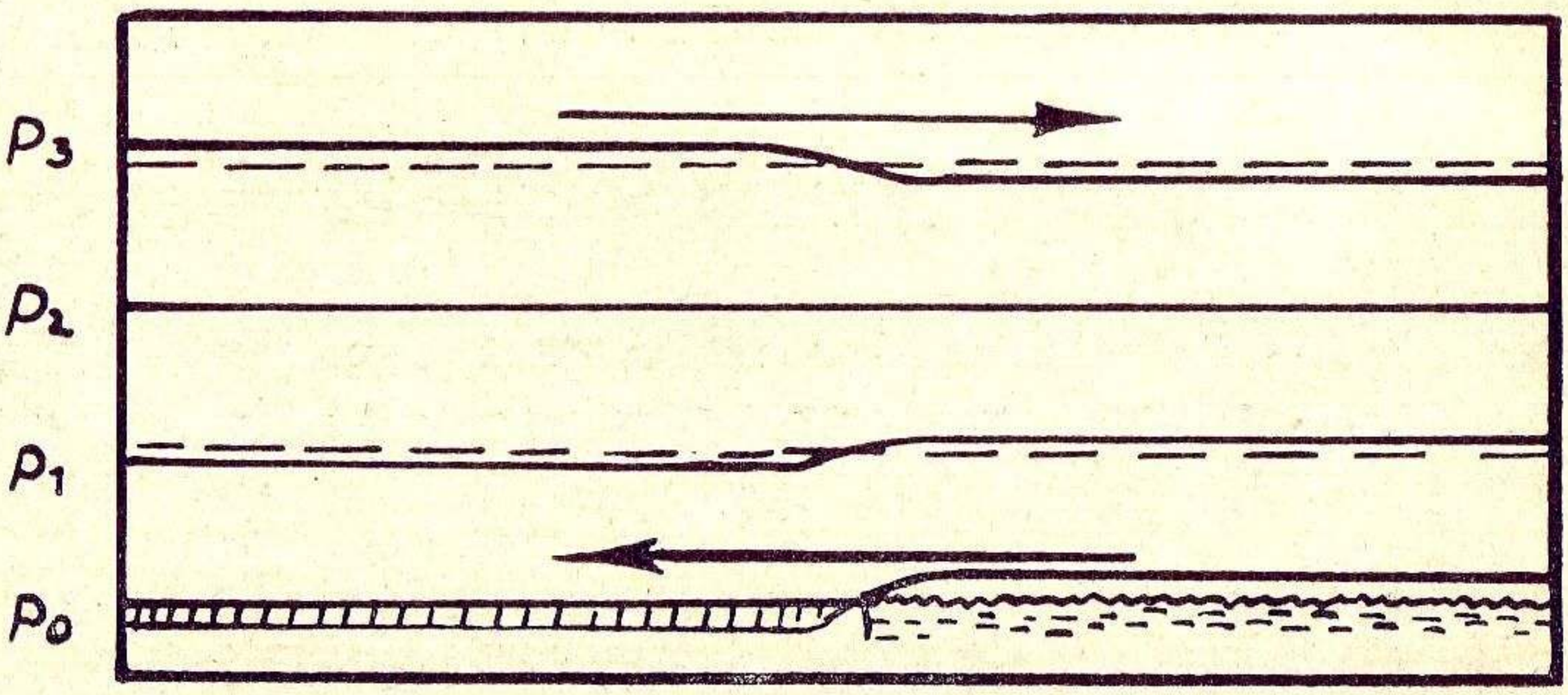


Abb. 31.

Flächeneinheit der transportierten Luftmasse. In irgendeiner Höhe, machen wir die, in der p_2 ursprünglich lag, dazu, ist die Druckabnahme durch das Abfließen genau so groß, wie die Druckzu-

nahme durch das Heben wegen der Erwärmung. Wir finden nun am Boden ein Luftdruckgefälle vom Meer zum Land. Entsprechend setzen sich an der Erdoberfläche die Luftmassen vom Meer zum Lande in Bewegung und treten als Seewind in Erscheinung.

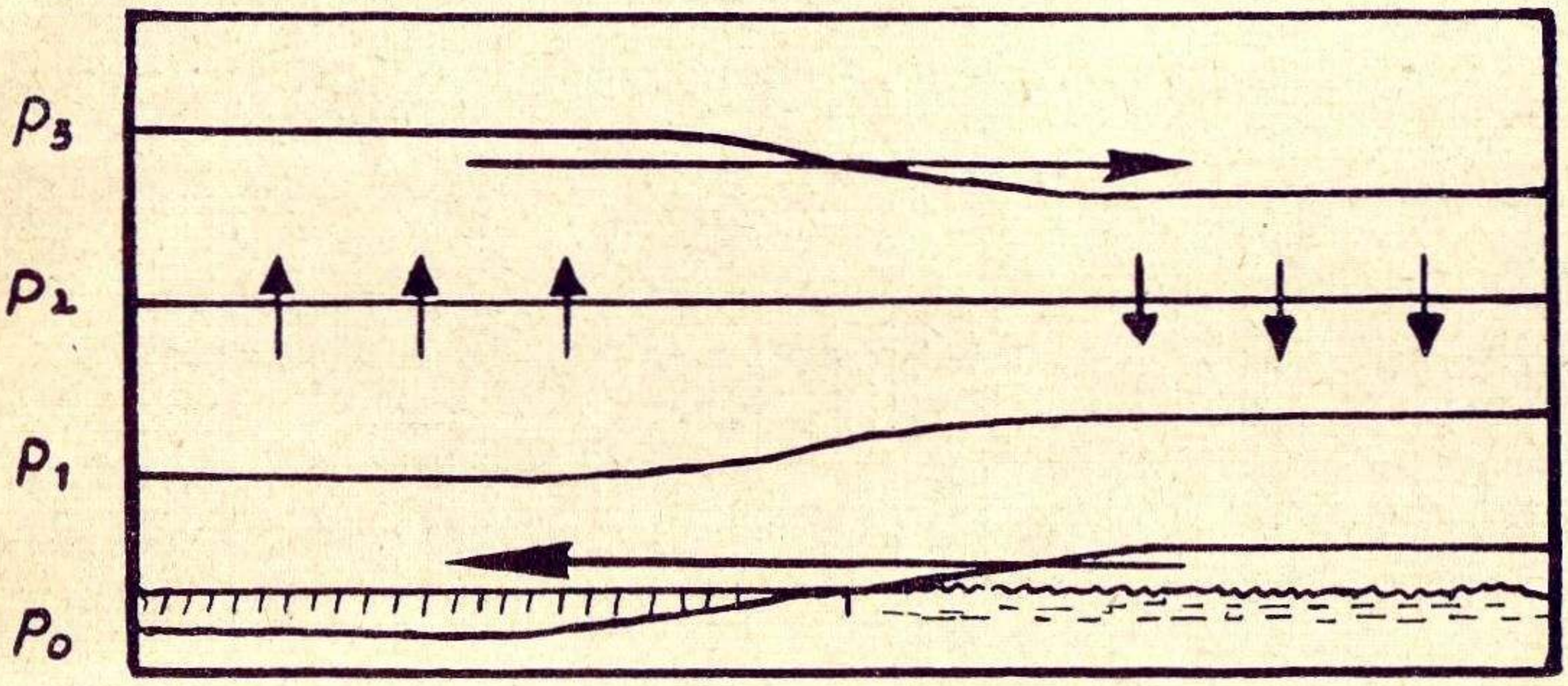


Abb. 32.

Mit dem Abtransport der untersten Schichten über dem Wasser sinken die oberen als Ersatz allmählich nach, während über dem Lande die sich erwärmende Luft wieder erneut zum Aufsteigen gebracht wird.

Sind die Temperaturverhältnisse über dem Land und dem Wasser entgegengesetzt denen des eben geschilderten Falles, dann weht der Wind auch in der entgegengesetzten Richtung: Landwind.

Der Seewind springt zuerst weit draußen vor der Küste auf, arbeitet sich langsam an die Küste und dringt langsam ins Innere vor. Zuerst erlischt er dann wieder im Innern mit einem Nachlassen der Temperaturgegensätze und zieht sich langsam wieder auf das Meer zurück, gefolgt von dem Landwind.

Herrscht nicht Windstille, dann überlagern sich Land- und Seewind der allgemeinen Strömung, wenigstens so lange, als die Luftbewegung überhaupt Temperaturgegensätze land- und seewärts der Küste zuläßt.

VIII. Der dynamische Segelflug.

Um den dynamischen Segelflug, einst die große Hoffnung, ist es still geworden.

Die Kraftquelle des dynamischen Segelfluges stellt die Böigkeit dar. Nimmt die Geschwindigkeit des Flugzeuges gegen die Luft zu, dann erhöht sich bekanntlich der Auftrieb, nimmt die Geschwindigkeit ab, dann wird er kleiner. Jede plötzliche Zunahme der Windgeschwindigkeit bewirkt das gleiche, entsprechend jede plötzlich einsetzende Abnahme, wie sie mit den normalen Windschwankungen bei der Böigkeit verbunden sind, da wegen der Massenträgheit das Flugzeug sich den neuen Bedingungen nicht sofort anpaßt.

Durch entsprechende Steuerbetätigung müßte man diesen Effekt zum motorlosen Flug ohne Höhenverlust ausnützen können.

Durch einen Aufwindstoß wird das Flugzeug gehoben, durch einen Abwindstoß heruntergedrückt. Nun haben wir aber in der Atmosphäre zum mindesten in Bodennähe eine Windschichtung, bei der die Geschwindigkeit mit der Höhe zunimmt. Eine Windzunahme an einer bestimmten Stelle über dem Boden kann nur daher stammen, daß ein Teilchen aus den höheren, schneller bewegten Schichten in unsere Beobachtungshöhe herunterkommt, umgekehrt bringt das aufsteigende Teilchen eine Windabnahme mit sich (vgl. IId). Messungen haben diese theoretische Ueberlegung bestätigt. Wir haben also in Bodennähe die für unseren Zweck ungünstige Kombination von Geschwindigkeitszunahme mit Abwindstoß und Geschwindigkeitsabnahme mit Aufwindstoß.

Es ist durchaus möglich, daß bei einzelnen Wetterlagen in der Höhe die für unseren Zweck günstige Kombination zu finden sein wird.

Der gleiche Effekt könnte z. B. entstehen, wenn die Windgeschwindigkeit in dicht übereinander liegenden Schichten eine sehr verschiedene ist, oder wenn auch nur die Richtungen sehr starke Unterschiede aufweisen.

Der Albatros, der Fregatt-Vogel und die anderen Segler des offenen Ozeans segeln in den untersten Schichten der Luft dynamisch. Ueber dem Meer nimmt die Windgeschwindigkeit, gemessen

in einer Höhe von 20 m über den Wogenkämmen bis zu einer Höhe von 50 cm über ihnen, im Mittel auf den halben Betrag ab, um dann rasch noch weiter zu sinken und zwischen den Wogen vielleicht gar rückläufig zu werden. (Die mittlere Windzunahme mit der Höhe ist also mehr als doppelt so groß als im Mittel über dem Lande). Die Meeressegelvögel nutzen diesen Geschwindigkeitsübergang aus, indem sie im Anstieg gegen den Wind, im Abstieg mit Rückenwind fliegen und so ununterbrochen einen Turn nach dem anderen drehen. Dadurch nimmt die Anblasgeschwindigkeit sowohl beim Abstieg als auch im ersten Teil des Anstieges ständig zu, bis durch das „Ueberziehen" die Fluggeschwindigkeit des Vogels wieder sinkt, und er den letzten Rest des Anstieges unter Aufbrauchen seiner Bewegungsenergie zurücklegt.

Die große Wendigkeit, die zur Ausführung dieser Flugfiguren gehört, und die große Nähe, auf die man an die Wasseroberfläche heruntergehen muß, um die Windschichtung ausnutzen zu können, machen diese Art des Fliegens für ein bemanntes Segelflugzeug unmöglich.

Es bestehen aber auch in höheren Schichten der Atmosphäre Windsprungschichten, innerhalb deren die gleiche Technik zum Ziele führen müßte. Je freier sich die Luft aber bewegen kann, je größer auch der ihr in der Vertikalen zur Verfügung stehende Raum ist, umso sanfter müssen die Uebergänge sein, da die Mischungszone breiter wird. Die besten Aussichten bestehen noch an der oberen Grenze starker winterlicher Bodeninversionen, über denen kräftiger Wind weht. Man darf annehmen, daß diese Art des Segelns wenig Anhänger finden wird, sie bleibt eine ... Magenfrage. — Eher Aussicht hat es, daß im Laufe der Zeit der Sprung zwischen verschiedenen, dicht benachbarten Luftbewegungen in ein und demselben Höhenniveau ausgenutzt werden: hier ist das gleiche Ziel durch stetiges Kreisen gegen den Wind zu erreichen. Solche Windsprünge könnten an der seitlichen Begrenzung hoher Hindernisse entstehen. Es ist eine Aufgabe der Zukunft zu untersuchen, unter welchen Bedingungen die Geschwindigkeitsunterschiede in genügend kleiner Entfernung genügend groß sind, ob die hier entstehende Böigkeit, abgesehen von der großen Gefahr, die sie in sich birgt, nicht überhaupt den ganzen Effekt vernichtet, und ob die Abweichungen von den mittleren Zuständen so klein bleiben, daß die zur Verfügung stehende Energie ausreicht, um das Flugzeug auf alle Fälle aus dem Gefahrenbereich sicher wieder herauszubringen. Ohne Klärung dieser Vorfragen bleibt der Versuch ein sinnloses Aufsspielsetzen von Menschenleben.

Klasings flugtechnische Sammlung

Band 1 **Die Führung des Flugzeuges**

Theoretische Fluglehre und Prüfungsfragen von Ing. O. Toepffer, mit Abbildungen und 5 Tafeln, 2. Auflage, kartoniert RM. **1.50**

Der Verfasser, früherer Marineflugzeugführer und Lehrer in den Fliegerhorsten, hat hier einen illustrierten mit Tafeln und Tabellen versehenen Lehrgang für den Motorflieger bis zum Alleinfliegen in Fragen und Antworten geschaffen, der zur Zeit eine wirklich fühlbare Lücke ausfüllt.

Band 2 **Der Flugzeugwart**

Das verspannte Tragwerk, seine Konstruktion und Montage.

Theorie und Praxis der Tragwerks-Verspannung mit Prüfungsfragen und Antworten von Ing. O. Toepffer, 45 Abbildungen, 6 Tafeln . . . . . kartoniert RM. **1.50**

Band 18 **Ein Gleitflugkursus in Bildern**

Von Fritz Stamer, Leiter der Fliegerschule Wasserkuppe des Forschungsinstituts der RRG.
2. verbesserte Auflage . . . . . kartoniert RM. **0.90**

Die bildhaften Darstellungen mit kurzem erläuterndem Text geben dem angehenden Segelflieger genaue Anleitungen über die vorschriftsmäßige Durchführung eines Fluges vom Start bis zur Landung. Die Schrift ist ein sehr brauchbarer Leitfaden für jeden Segelflieger.

Band 19 **Das Flugwesen im In- und Ausland**

Genaue Darstellung und Vergleich der gesamten Fliegerei im In- und Ausland, vom Entstehen des Flugwesens in allen Kulturstaaten angefangen bis zur Gegenwart. Unter Benutzung amtlichen Materials von Th. Camman, kartoniert RM. **3.15**

Klasing & Co. G. m. b. H., Berlin W 9

Klasings flugtechnische Sammlung

Band 20 **Wetterkunde für Flieger und Freunde der Luftfahrt**

Von Dr. H. Noth, Leiter der Flugwetterwarte Berlin und Lehrer für Meteorologie am Luftfahrt-Sachverständigen-Lehrgang der Offiziere an der Polizeischule für Technik und Verkehr. 2. Auflage . . . . . kartoniert RM. **2.40**

Während im Band 16 die Kraftquellen im Luftmeer eingehend erläutert werden, behandelt dieser Band erschöpfend und allgemeinverständlich Wetter und Wettervorhersage. Die Schrift, die mit großer Sachkenntnis und auf Grund langjähriger Praxis von dem Leiter einer der größten Flugwetterwarten zusammengestellt ist, hat überall größten Anklang gefunden.

Band 21 **Die amtliche Segelfliegerprüfung, was der Flugschüler vor und nach Erwerbung des amtlichen Segelfliegerscheines wissen muß**

Von Fritz Stamer, Leiter der Fliegerschule Wasserkuppe des Forschungsinstituts der RRG. 3. verbesserte und vermehrte Auflage . . . . . kartoniert RM. **1.50**

Band 22 **Die hohe Schule des Segelfluges, eine Anleitung zum thermischen Wolken- und Gewittersegelflug**

Von Wolf Hirth, mit Beiträgen von Kronfeld, Mayer u. a. 2. Auflage . . . . . kartoniert RM. **2.80**

Der bekannte Rekordflieger Wolf Hirth gibt mit den bedeutendsten Segelfliegern Kronfeld, Mayer u. a. eine genaue Anleitung zum thermischen Wolken- und Gewittersegelflug

Band 23 **Luftrecht für Motor- und Segelflieger**

Von Dr. jur. Karl-Ferdinand Reuß
Mit Anhang: Gesetzestexte . . . . . kartoniert RM. **2.80**

Bauplan-Sammlung erprobter Flugmodelle

Bogen 2. Segelflugmodell „Baby" von H. Kirschke. RM **0.60**

Klasing & Co. G. m. b. H., Berlin W 9

DER SEGELFLIEGER

Zeitschrift zur Förderung des Fluggedankens in der deutschen Jugend

Amtliches Organ für die Luftfahrtlehrgänge in der Hitler-Jugend – Unter Mitarbeit des Deutschen Luftsportverbandes

Preis pro Heft RM. 0.30

Die Zeitschrift
für alle am motorlosen Flug und Modellflug
Interessierten

Abonnementsbestellungen durch die Post, den Buchhandel oder den Verlag – Probehefte auf Anforderung kostenlos

Verlag:

Klasing & Co. G. m. b. H., Berlin W 9