

Deutsches Reich

Reichsamt für Wetterdienst (Luftwaffe)

Wissenschaftliche Abhandlungen
Band IX

Nr. 5

**Die thermische Konvektion in der freien Atmosphäre
und ihre Bedeutung
für den Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Luft**

von

Fritz Albrecht

1942

Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH

Deutsches Reich
Reichsamt für Wetterdienst (Luftwaffe)

Wissenschaftliche Abhandlungen
Band IX

Nr. 5

**Die thermische Konvektion in der freien Atmosphäre
und ihre Bedeutung
für den Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Luft**

von

Fritz Albrecht

Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH 1942

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
1. Allgemeines	2
2. Die wichtigsten Ergebnisse der bisherigen Forschung	2
3. Aufwind und Wärmehaushalt des Erdbodens	6
4. Die Luftbewegung in Aufwindgebieten	9
5. Die Form der aufsteigenden Warmluftmassen	16
6. Die Ablösung der Warmluft vom Erdboden	18
7. Die Aufzeichnung der thermischen Konvektion durch meteorologische Registrierungen	21
8. Thermische Konvektion und Austausch	26
9. Die Weiterführung der Untersuchungen	29
10. Zusammenfassung	29

ISBN 978-3-662-40881-0 ISBN 978-3-662-41365-4 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-662-41365-4

Aus dem Meteorologischen Observatorium Potsdam des Reichsamts für Wetterdienst (Luftwaffe).

1. Allgemeines.

Bei der Wärmeabgabe von der Erdoberfläche an die Luft spielt die Aufwärtsführung ursprünglich bodennaher Luftmassen durch thermische Konvektion in die freie Atmosphäre eine erhebliche Rolle. Der Begriff „thermische Konvektion“ wird hierbei zweckmäßig als die vertikale Aufwärtsbewegung größerer Luftmassen durch einen thermischen Auftrieb definiert, den diese durch eine ihnen innewohnende höhere Temperatur erhalten, als sie die umgebende Luft besitzt. Eine eingehendere Betrachtung ist notwendig, um festzustellen, ob überhaupt und gegebenenfalls welche Unterschiede zwischen diesem thermischen Vorgang und der auch ohne thermische Ursachen bei jeder Bewegung in der Luft wirksamen Turbulenz bestehen, ob also letzten Endes die bei der Konvektion eintretende großzügige vertikale Massenumlagerung nur als eine Ausweitung der turbulenten Luftunruhe anzusprechen ist, oder ob sie eigenen Gesetzen gehorcht.

Alle thermischen Konvektionsvorgänge setzen eine instabile Schichtung der Atmosphäre voraus. Als ihre am meisten in die Augen fallende Erscheinungsform muß die Kumuluswolke angesprochen werden. Bei ihr wird die thermische Instabilität in Bodennähe, die ursprünglich das Aufsteigen der Luft veranlaßt, durch die bei der Wasserausscheidung in der Wolke freiwerdende Energie der feuchtlabilen Schichtung meist auf ein Vielfaches gesteigert. Für die Untersuchungen der Gesetzmäßigkeiten der reinen thermischen Konvektion überdeckt diese große Energiesteigerung die zunächst einmal interessierenden Anfangsvorgänge. Aus diesem Grunde sind in dieser Arbeit, wenn nur irgend möglich, Beobachtungen behandelt worden, die bei wolkenlosem Himmel gewonnen wurden. Eines der Hauptziele mußte dabei die Beantwortung der Frage sein, unter welchen Umständen überhaupt geschlossene größere Luftmassen thermisch aufsteigen können, und wann ein derartiger Aufstieg unterbleiben wird. Dies setzt eine zusammenfassende Darstellung des bis jetzt über die Größe, Übertemperatur und Aufstiegs geschwindigkeit der an der Konvektion teilnehmenden Luftkörper bekannt Gewordenen voraus. Sie mußte in einigen Fällen durch Weiterführung der Auswertung der gegebenen Daten dem besonderen Zweck dieser Untersuchung angepaßt werden.

Das Beobachtungsmaterial zu diesen Betrachtungen konnte einerseits aus den Messungen gewonnen werden, die die Schule von Georgii im Rahmen der DFS durch Vermessung der Flüge von Segelflugzeugen ausführte. Sie ergaben die Geschwindigkeit und Ausdehnung der aufsteigenden „Thermikblasen“ und in einigen Fällen auch ihre Übertemperatur. Weiter liegen Untersuchungen an Schwebeballonen vor, die im Verbands der DFS besonders von Höhdorf und seinen Mitarbeitern angestellt wurden. Sie geben unerläßliche Ergänzungen der erstgenannten Ergebnisse bezüglich der Geschwindigkeit, der vertikalen Ausdehnung und der Auslösungsvorgänge am Boden, die an solchen Aufwindkörpern interessieren. Über diese von den Forschern der DFS bereits gefundenen und veröffentlichten Ergebnisse hinaus liefern die Untersuchungen des Wärmehaushaltes die Möglichkeit zur Einordnung der mit dem Flugzeug oder Ballon fast ausschließlich zu beobachtenden Einzelvorgänge in den Wärmeumsatz der Luft über größeren Gebieten. Untersuchungen von Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Wind in Bodennähe geben Hinweise auf die zeitliche Folge und Größe der einzelnen Ablösungsvorgänge.

2. Die wichtigsten Ergebnisse der bisherigen Forschung.

Aus den bisherigen Untersuchungen mit Segelflugzeugen lassen sich die folgenden Eigenschaften der Aufwindgebiete ableiten (1) (2):

Aufwinde treten in der freien Atmosphäre in Form von „Thermikblasen“ mit einem Durchmesser in der Größenordnung von einem Kilometer auf und haben eine in der Windrichtung geneigte Achse. Die in ihnen bei wolkenlosem Himmel, also ohne Hinzutreten von Wärmegewinn aus feuchtlabiler Schichtung, herrschenden Vertikalgeschwindigkeiten liegen bei etwa 1 bis 2 m in der Sekunde. Die aufwärtsgehenden Strömungen haben meist 0,5 bis 1° C höhere Temperaturen als die benachbarten abwärtsgehenden. Die

Aufwinde fließen nicht gleichmäßig, sondern haben pulsatorischen Charakter von etwa 30 min Periodenlänge. Die Ablösung der Aufwindströmung findet häufig an der Grenze zwischen warmem und kaltem Untergrund statt, wobei z. T. die durch den Grundwasserstand im Boden mitbedingte Größe der Bodenverdunstung als abkühlender Faktor eine wichtige Rolle spielt (2). Aus der unmittelbaren Anschauung der kartographischen Darstellung der Aufwindströme über dem Gelände folgt ferner: Ein jeder Aufwindstrom besitzt an der Luvseite des Horizontalwindes die maximalen Geschwindigkeiten, die dort ziemlich unmittelbar an die benachbarten Abwindgebiete grenzen, während er leewärts von einer schwächeren Aufwindströmung begleitet ist, die in 500 m Höhe über dem Boden etwa die vierfache Fläche des zentralen Kernes des Aufwindgebietes umfaßt. Der Temperaturgradient der ein Aufwindgebiet umgebenden Luft und auch der mittlere Temperaturgradient der Luft mit Einschluß des Gebietes in den Höhen oberhalb der den Aufwind nährenden Bodenschicht braucht nicht adiabatisch oder gar überadiabatisch zu sein. Die Aufwindtätigkeit wird allerdings nachmittags am stärksten; also in der Zeit, in der an klaren Tagen mit hohem Sonnenstand sich der Temperaturgradient in den unteren 1000 m der Adiabate nähert.

Eine unerläßliche Ergänzung der Segelfluguntersuchungen, die wesentlich die Aufwindgebiete in ihrer horizontalen Erstreckung erfassen, bilden die Vermessungen von ausgewogenen Pilotballonen [z. B. (3) und (11)]. Sie ermöglichen es wesentlich leichter, die Vorgänge in den Aufwindgebieten in ihrer zeitlichen Änderung und in ihrer Höhererstreckung zu verfolgen, geben aber keinen Aufschluß über die horizontale Erstreckung des Aufwindgebietes. Hierbei ergab sich insbesondere, daß die Aufwinde schon zu einer Tageszeit auftraten, in der der adiabatische Gradient in der Atmosphäre noch keineswegs erreicht war. In diesem Falle kam nach Erreichen einer Ausgleichshöhe die Aufstiegsbewegung der Luft zur Ruhe. Ferner konnte aus ihnen abgeleitet werden, daß die Ablösestelle der Aufwindgebiete keineswegs immer fest an bestimmte Temperaturunterschiede im Gelände gebunden war.

In Abb. 1 sind aus den genannten Veröffentlichungen einige charakteristische Vermessungsergebnisse in Aufwindgebieten bei meist klarem Wetter zusammengestellt. Hier von gibt die Karte 1a die Aufwindgebiete wieder, die an vier verschiedenen Tagen bei ver-

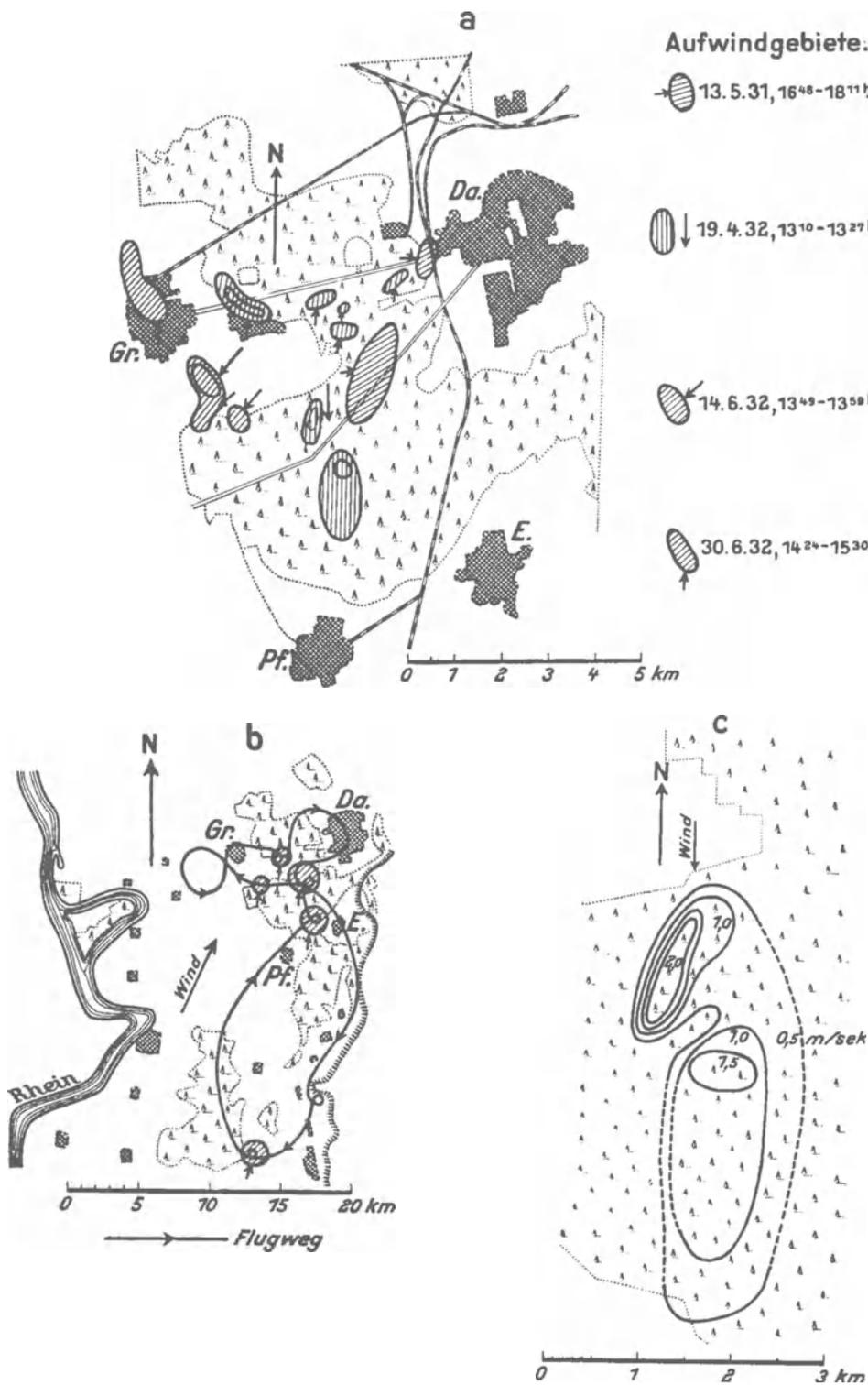


Abb. 1. Kartenmäßige Darstellung verschiedener Aufwindgebiete. (Nach von der DFS vermessenen Segelflügen von O. Fuchs, Maletzke und Riedel.)

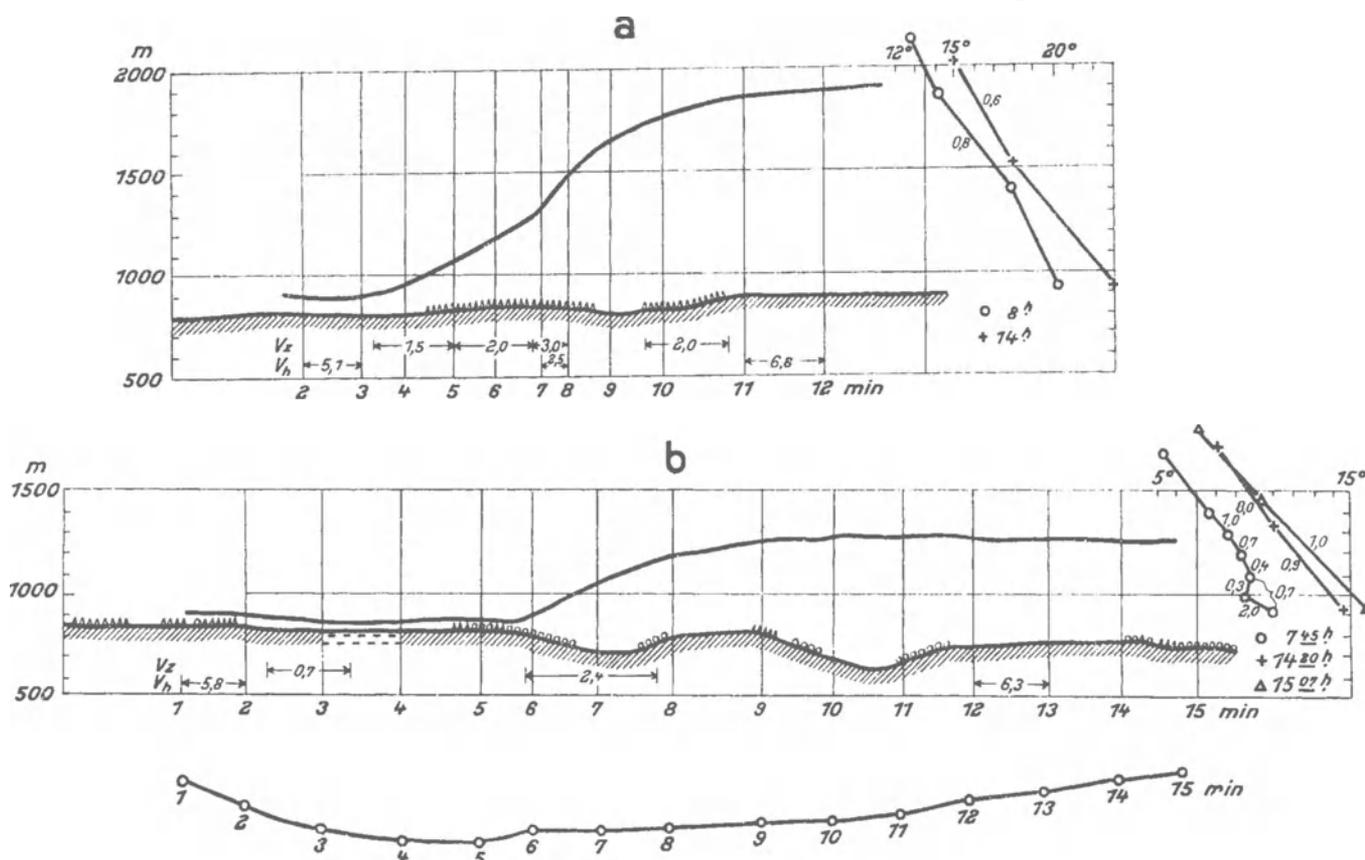


Abb 2. Zwei Schwebeballongbahnen über dem roten Moor in der Hohen Rhön. (Nach Höhdorf und Marquardt.)
a) 17. 8. 1932, 10²³; b) 25. 8. 1932, 11⁴⁵.

schiedenen Windrichtungen zwischen Darmstadt und Griesheim aus den Veröffentlichungen abgeleitet wurden (1) (2). Abb. 1 b zeigt eine Darstellung der bei einem Flug über ein größeres Landgebiet in der Nähe von Darmstadt gefundenen räumlichen Verteilung der Aufwinde. Der Flug wurde bei schwachem Winde und klarem Wetter von Otto Fuchs am 12. 5. 1931 nachmittags durchgeführt (2). In Abb. c ist die in einem Aufwindgebiet erhaltene Struktur für eine Beobachtungsdauer von einer Viertelstunde noch einmal in größerem Maßstabe dargestellt (1).

Aus der sehr großen Zahl von bisher gesammelten Bahnen von Schwebeballoonen seien zwei herausgegriffen, die von F. Höhdorf und R. Marquardt veröffentlicht wurden (3). Sie sind in Abb. 2 wiedergegeben. Von ihnen zeigt die obere Bahn (Abb. 2a) die Auslösung über Kaltluft die vor einem Gehölz gestaut war, die untere (Abb. 2b) die Auslösung über einer Bodensenke. In beiden Fällen handelt es sich um eine Verfrachtung von bodennahen Luftmassen in größere Höhen bei einem deutlich unteradiabatischen Gradienten und starker Sonnenbestrahlung bei geringer Bewölkung. Die adiabatischen Gradienten werden an den genannten Tagen erst nach 14 Uhr erreicht. Von den beiden Bahnen gibt Ballon 5 nach der Auswertung der Verfasser einen im Zentrum der aufsteigenden Luftmasse emporgehenden Ballon wieder, dessen tragende Luftmasse etwa in 1900 m ihre Ruhelage erreicht. Der im unteren Teil der Abbildung dargestellte Ballon 28 wurde dagegen in der sechsten Minute, wie besonders der darunter gezeichnete Aufriß der Flugbahn zeigt, seitlich in eine aufsteigende Luftmasse hinein gezogen. Er verließ die Luftmasse etwa um die 12. Minute endgültig wieder. Dieser Ballon gibt damit gleichzeitig ein Beispiel dafür, daß die Schwebeballongbahnen nicht ohne weiteres als Luftbahnen angesehen werden können. Durch derartige Untersuchungen Höhdorfs und anderer Forscher wurden die Vorgänge bei den thermischen Vertikalbewegungen weitgehend geklärt. Die Aufwinde werden schließlich entweder auf eine „Auslösung am Boden“ oder auf eine „Auslösung in der freien Atmosphäre“ zurückgeführt. Nach der Definition von Höhdorf und Marquardt (1) ist eine thermische Vertikalbewegung immer dann möglich, „wenn in den der Auslösungsstelle benachbarten Höhenschichten labile Differenzen bestehen und wenn das betreffende Luftquantum durch den Auslösungsimpuls soweit aus seiner Ruhelage herausgebracht wird, daß die auftretenden statischen Kräfte die Fortbewegung aufrecht erhalten können.“

Diese Verfasser erkannten auch, daß die am Boden ausgelösten thermischen Vertikalbewegungen von der bodennahen Warmluftschicht mit überadiabatischem Gradienten ausgehen, deren Höhe die Größenordnung von mehreren Dekametern hat, wobei der Ersatz für die aufsteigenden Luftmassen aus dem benachbarten Teil der Warmluftschicht der Ablösungsstelle zuströmt. Hierbei kann die Ablösungsstelle sowohl

an der ersten Auslösungsstelle bleiben als auch mit dem Warmluftgebiet wandern. Die Auslösung am Boden tritt schon am Vormittag ein, weil dort bereits bei ziemlich geringer Wärmeaufnahme starke überdiabatische Gradienten möglich sind. Die Auslösung der vertikalen Bewegungen in der Atmosphäre, die nur dynamisch durch Turbulenzkörper erfolgen kann, kann erst nach Erreichung des adiabatischen Gradienten vor sich gehen und bleibt so bei den bei Strahlungswetter allein stattfindenden trockenadiabatischen Vorgängen auf den Nachmittag beschränkt.

Ein von den beiden Forschern gegebenes Schema für die Entwicklungsstufen der thermischen Vertikalbewegungen ist in Tabelle 1 auf der linken Seite wiedergegeben.

Tabelle 1.

Entwicklungsstufen der thermischen Vertikalbewegung nach Höndorf und Marquardt (1934)	Die Hauptabschnitte des täglichen Temperaturganges nach Albrecht (1930).
a) Bei Sonnenaufgang: Stabile Luftschichtung bis 500 m, keine thermische Vertikalbewegung.	I. Die Ausbildung einer Bodeninversion mit einem Temperaturfall in Form einer e-Funktion während des Überwiegens der Ausstrahlung über die Einstrahlung.
b) Einige Zeit nach Sonnenaufgang: Bildung der Warmluftschicht am Boden.	II. Beseitigung der Bodeninversion in den ersten Morgenstunden mit überwiegender Wärmeaufnahme.
c) Vormittag: Beginn der Auslösung am Boden.	IIIa. Ausbildung eines stark überadiabatischen Temperaturgefälles in der bodennahen Luft.
d) Gegen Mittag: Beginn der Auslösung in der freien Atmosphäre.	IIIb. Die Zeit der Wärmeabführung an die Luft durch aufsteigende Luftmassen.
e) Einige Zeit vor Sonnenuntergang: Ende der Auslösung am Boden. Bildung einer stabilen Luftschicht am Boden.	
f) Einige Zeit nach Sonnenuntergang: Ende der Auslösung in der freien Atmosphäre.	

Auf der rechten Seite der Tabelle sind diesen durch die aerologischen Forschungsmethoden erschlossenen Vorgängen an einem Strahlungstage die korrespondierenden Hauptabschnitte des täglichen Ganges gegenübergestellt, die Albrecht (4) im Jahre 1930 aus der Untersuchung des Wärmehaushaltes der Erdoberfläche ableitete. Noch schärfer zeigt sich die völlige Übereinstimmung der beiden auf grundsätzlich verschiedenen Wegen erhaltenen Ergebnisse vielleicht in Abb. 3, in der sowohl die Höndorf-Marquardt'schen Entwicklungsstufen der vertikalen Bewegungen in der Atmosphäre als auch die Hauptabschnitte des täglichen Temperaturganges nach Albrecht in eine Darstellung eingetragen wurden, die den täglichen Gang des Strahlungsumsatzes und der meteorologischen Elemente an 10 schönen Hochsommertagen in Lappland (67° NB) enthält.

3. Aufwind und Wärmehaushalt.

Wie das ebengenannte Beispiel zeigt, bestehen zwischen den Erfahrungen der Aufwindforschung einerseits und den Ergebnissen der Untersuchungen des Wärmehaushaltes andererseits wechselseitige Beziehungen, deren weitere Bearbeitung für beide Sondergebiete fruchtbar werden kann. Hierbei ist es zunächst erforderlich, die Wirksamkeit der Aufwinde für den Wärmeumsatz zwischen Erde und Luft überhaupt zu klären.

Betrachtet man als Beispiel den weitgehend vermessenen Segelflug von Maletzke (1) über Darmstadt am 19. 4. 1932 in seinem letzten Drittel von 13¹⁰ bis 13²⁵, das in Abb. 1c kartenmäßig dargestellt ist, so zeigt sich, daß der Aufwind im Kern des Aufstiegsgebietes bis etwa 2 m. p. s. anstieg. Die Messungen fanden in 500 m Höhe über Grund statt. Planimetriert man die für die verschiedenen Aufwindgeschwindigkeiten bestimmten Flächen aus, so erhält man die folgende Tabelle:

Tab. 2. Analyse eines Aufwindgebietes bei Darmstadt am 19. 4. 1932 von 13¹⁰—13²⁵.

Geschwindigkeitsbereich	Fläche	Übertemperatur	nach obengehende Gesamtwärme	Wärmestrom je Flächeneinheit	Wärmestrom im nördl. Teilgebiet
m/s	km ²	° C	kgcal/min	cal/cm ² min	kgcal/min
0,5—1,0	2,30	0,3	493 · 10 ⁴	—	121 · 10 ⁴
1,0—1,5	2,02	0,6	1734	—	420
1,5—2,0	0,40	0,9	771	—	350
> 2,0	0,28	1,2	959	3,5	959
> 0,5	5,00	—	3957 · 10 ⁴	0,8	1850 · 10 ⁴

In der dritten Spalte sind die angenommenen Übertemperaturen der aufsteigenden Luft angegeben. Die Messungen von Erdbrügger und Steinhoff (1) ergaben hierfür eine Temperaturerhöhung, die mit der Zunahme der Aufwindgeschwindigkeit zunahm. Die Zahlenwerte konnten aus der Auswertung der in der Arbeit gegebenen Kurven der im Flugzeug gemessenen potentiellen Temperaturen und ihrer Änderungen beim Übergang zwischen den einzelnen Luftgebieten abgeleitet werden. Hiernach war der Aufwindgeschwindigkeit von 2,0 m. p. s. eine Übertemperatur von etwa 1,2° C zugeordnet. Der lineare Zusammenhang zwischen Aufwind und Übertemperatur ist wegen der Trägheit des Meßgerätes naturgemäß in der Kurve nur angedeutet. Er würde wahrscheinlich erst mit einem Fadenthermometer und einem entsprechend wenig trägen Galvanometer als Registriergerät völlig eindeutig gefunden werden. Die nach oben gehende Wärmemenge erhält man durch Multiplikation des Aufwindes mit der Fläche über die sich der Aufwind erstreckt. Für die bei den letzten Zeilen der Tabelle, nämlich für die Windgeschwindigkeit > 2,0 und > 0,5 m. p. s. wurde die mittlere Dichte des Wärmestromes in der fünften Spalte berechnet, also die Wärmemenge, die durch die Flächeneinheit von 1 cm² in cal/min nach oben geht. Diese Wärmemenge beträgt, auch wenn man die Fläche mit allen Geschwindigkeiten über 0,5 m. p. s. zusammennimmt, noch 0,8 cal/cm²min, aber nicht weniger als 3,5 cal/cm²min für den Kern des Aufwindgebietes.

Es ist nun von Wichtigkeit, diese durch das Aufwindgebiet emporwandernde Wärmemenge mit der zu vergleichen, die überhaupt beim Wärmeumsatz zwischen Erdboden und Luft an die Luft abgegeben werden kann. Als ein Gebiet mit ähnlicher Oberfläche, wie sie der hier als Wärmequelle zunächst vor allem in Betracht kommende Griesheimer Flugplatz bei Darmstadt aufweist, kann das Beobachtungsfeld des Potsdamer Observatoriums angesehen werden, für das Albrecht bereits für den schönen Tag des 6. 4. 1925 den Wärmehaushalt berechnet hat. Für die Zeit von 13 bis 14 Uhr, in die der hier genannte Flug fällt, findet Albrecht für die von der Erdoberfläche an die Luft abgegebene Wärmemenge den Betrag von 0,063 cal/cm²min, wobei außerdem noch 0,147 cal/cm²min für die Verdunstung verbraucht wurden. Zu diesem Betrage muß noch die Wärmemenge hinzugerechnet werden, die durch dunkle Strahlung vom Erdboden an die Luft abgegeben wird. Sie kann, worauf in einer späteren Arbeit noch ausführlicher eingegangen werden soll, nach der Formel berechnet werden:

$$Q = \sigma (T_B^4 - T_L^4) \cdot \frac{S_G}{\sigma T_L^4}$$

Für den vorliegenden Fall kann man, wie sich aus den in der gleichen Arbeit wiedergegebenen Tabellen ergibt, diese Strahlungswärme mit etwa dem gleichen Betrag in Rechnung stellen, der für den Wärmeumsatz zwischen Boden und Luft durch Austausch erhalten wurde. Man erhält also insgesamt die Wärmezufuhr von 0,120 cal/cm²min für die Luft über dem Griesheimer Exerzierplatz. Dieser Wert kann eher zu hoch als zu niedrig sein, da am 19. 4. 1932 ein leichter Frühregen niedergegangen war. Die im Aufwindgebiet als Mittel der Flächeneinheit emporgeführte Wärmemenge ist also mit 0,800 cal/cm²min mindestens sechsmal so groß wie die von der Flächeneinheit des Bodens abgegebene Wärmemenge. Hierbei muß allerdings berücksichtigt werden, daß das Gebiet der aufsteigenden Luft tatsächlich größer ist, da hier als Grenze für den aufsteigenden Luftstrom eine Aufwindgeschwindigkeit von 0,5 m. p. s. angesetzt wurde. Es würde also, wenn man jeden über 0,0 m. p. s. liegenden Aufwind mitzählte, die mittlere Dichte des Wärmestromes im Aufwindgebiet in 500 m Höhe tatsächlich nur etwa das dreifache der an die Luft abgegebenen Wärmemenge von 0,120 cal/cm²min betragen. Das gleiche Verhältnis 1 : 3 wäre dann auch zwischen der Fläche der Aufwinde und der als Kompensationsströmung zu erwartenden Abwindgebiete in der Höhe von 500 m zu erwarten (vgl. S. 11).

Es ist nun anzunehmen, daß bei Beginn der Aufstiegsbewegung der Luftmasse durchweg mindestens die Aufstiegs geschwindigkeit bestand, die im zentralen Aufwindgebiet in 500 m Höhe noch gemessen wurde. Unter dieser Voraussetzung läßt sich der Querschnitt berechnen, den die Luftmasse beim Verlassen der bodennahen Luftschicht aufwies. Diese Größe wurde von Höhdorf und Marquardt in der mehrfach erwähnten

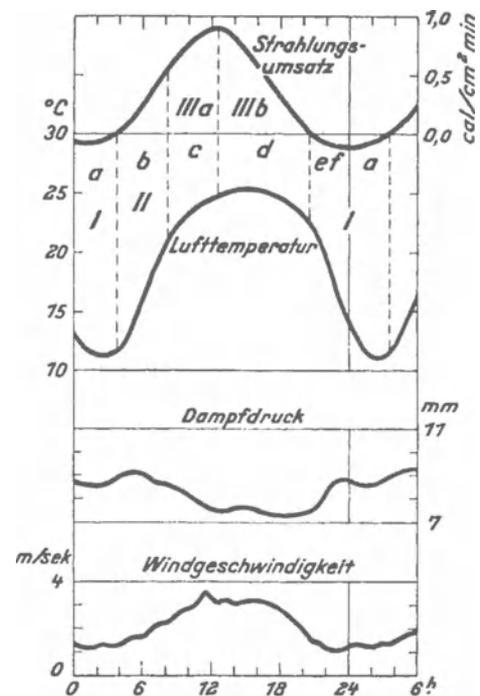


Abb. 3. Zeitabschnitte des täglichen Ganges des Strahlungshaushaltes und der meteorologischen Daten nach Albrecht. (Nach Mittelwerten für 10 schöne Sommertage in Vittangi in Lappland.)

Arbeit als „Ablösungsfläche“ bereits mit einem besonderen Namen bezeichnet. Sie ergibt sich aus den in der Tabelle 2 mitgeteilten Daten zu: $0,28/959 = 1,15 \text{ km}^2$.

Deutlich läßt die Abb. 1c die Aufteilung des Aufwindgebietes in zwei verschiedene Zentren erkennen. Von ihnen zeigt das nördliche Zentrum, das der offensichtlich am nördlichen Waldrande gelegenen Ablösungsstelle am nächsten liegt, ganz unverkennbar ein „jüngeres“ Aussehen, da die Linien gleicher Aufwindgeschwindigkeit in ihm wesentlich enger liegen und der maximale Aufwind im Kern bedeutend größer ist als im südlichen Aufwindgebiet. Berechnet man die im nördlichen Gebiet nach oben geförderte Wärmemenge gesondert, so erhält man die in der Spalte 6 der Tabelle 2 wiedergegebenen Zahlen. Die Gesamtwärmemenge in diesem Aufwindgebiet wird mit der hier überhaupt erreichbaren Genauigkeit zur Hälfte der in beiden Teilgebieten zusammen nach oben beförderten Wärmemenge gefunden. Hiernach erscheint die Annahme berechtigt, daß es sich bei dem behandelten Aufwindgebiet eigentlich um zwei kurz nacheinander abgelöste Warmluftmassen handelt, die etwa gleiche Größe besitzen. Die Ablösungsfläche ist daher für jede etwa gleich $0,6 \text{ km}^2$ anzunehmen. Sie dürfte bei einer Breite von $1,2 \text{ km}$ quer zur Windrichtung eine Tiefe in der Windrichtung von etwa $0,5 \text{ km}$ gehabt haben.

Aus der Entfernung der beiden Kerne in der Windrichtung ergibt sich in Verbindung mit der herrschenden Windgeschwindigkeit von $3,5 \text{ m. p. s.}$ in 500 m Höhe, daß die Ablösung des ersten Kernes nur etwa 5 Minuten vor der des zweiten erfolgte. Aus der Entfernung von dem vermutlich die Aufwindbewegung auslösenden Waldrand kann geschlossen werden, daß das Alter des ersten Aufwindgebietes etwa 2 Minuten betrug. Das absolute Alter des zweiten Gebietes würde demnach mit etwa 7 Minuten veranschlagt werden können. Die in dieser verhältnismäßig kurzen Zeit von 5 Minuten durch weitgehende Verbreiterung und Verflachung eingetretene Veränderung des Aufwindgebietes zeigt, daß bereits nach etwa der doppelten Zeit, also nach einer Viertelstunde, nur noch verhältnismäßig wenig von diesem Aufwindgebiet übrig sein kann. Im Gegensatz zu den an ruhigen Tagen Viertelstunden lang unverändert bleibenden Wolken der Himmelsschrift von Flugzeugen in größeren Höhen ist also in dem unteren Kilometer der Atmosphäre die auflösende Wirkung der Turbulenz wesentlich größer.

15 Minuten nach der Ablösung dürfte auch der größte Teil der überhaupt aufsteigenden Warmluft eines der betrachteten Aufwindgebiete ohnehin die Gleichgewichtshöhe erreicht haben, so daß diese Zeit als angenäherte Gesamtledensdauer angesetzt werden kann. Da die emporgeführte Wärme in beiden so verschieden alten Aufwindgebieten als die gleiche zu $1850 \cdot 10^4 \text{ kgcal/min}$ bestimmt wurde, kann der Gesamthalt eines Aufwindgebietes an Wärme zu $15 \cdot 1850 \cdot 10^4 = 27750 \cdot 10^4 \text{ kgcal}$ angenommen werden. Der Flächenstreifen, über den sich das Aufwindgebiet erstreckte, hatte eine Breite von etwa $1,2 \text{ km}$. Aus der Abbildung 1a und 1c erkennt man ferner, daß der bestimmt als Wärmequelle wirkende Flugplatz eine Breite in der NS-Richtung von $1,5 \text{ km}$ hatte. Diese Fläche von $1,5 \cdot 1,2 \text{ km} = 1,8 \text{ km}^2$ gibt nach den soeben gemachten Überlegungen rund $0,1 \text{ cal/cm}^2\text{min}$ ab. Während 15 Minuten gibt diese Fläche also $1,8 \cdot 0,1 \cdot 15 \cdot 10^{10} = 2,7 \cdot 10^{10} \text{ cal} = 2700 \cdot 10^4 \text{ kgcal}$ ab. Die letztere Größe ist etwa der zehnte Teil der gesamten durch den Aufwindkörper nach oben geführten Wärmemenge. An der Speisung des Aufwindgebietes muß also ein wesentlich größeres Gebiet beteiligt sein als nur der Flugplatz. Könnte man annehmen, daß der Aufwind ununterbrochen fließt, so müßte man folgern, daß das Aufwindgebiet an der Nordgrenze des Waldes eine Wärmemenge nach oben führt, die die bodennahe Luftschicht aus einem 18 km^2 großen Stück der Erdoberfläche empfing. Das wäre z. B. ein Streifen von $1,2 \text{ km}$ Breite und 15 km Ausdehnung entgegen der Windrichtung.

Die Höhe der den Boden vor der Auslösung bedeckenden Warmluftschicht ergibt sich daraus, daß das Aufwindgebiet mit einem Aufwind von 2 m. p. s. , einer Auslösungsfläche von $0,6 \text{ km}^2$ mit 15 min Lebensdauer einen Raum von $0,6 \cdot 15 \cdot 2 \cdot 60 = 1,08 \text{ km}^3$ umschloß und vor der Auslösung eine Fläche von 18 km^2 bedeckte. Die hieraus zu findende Höhe der Warmluftschicht vor der Auslösung betrug $1,08/18 = 0,060 \text{ km} = 60 \text{ m}$. Diese Berechnung gibt einen Wert, der durchaus mit der Angabe von Höhdorf und Marquardt übereinstimmt, daß die Höhe der mit Warmluft erfüllten Bodenschicht, aus der die Aufwinde hervorgehen, einige Dekameter beträgt.

Tatsächlich wird das Emporführen der Warmluft, wie schon das eben behandelte Beispiel zeigt, pulsierend vor sich gehen. Auch Maletzke findet bei diesen Segelflugmessungen Pulsationen mit einer zeitlichen Aufeinanderfolge von 24 min angedeutet, während hier für die Lebensdauer eines Aufwindgebietes etwa 15 min angesetzt wurden. Beide Beobachtungen beziehen sich hierbei auf Aufwindgebiete, die zu der gleichen Zeit in der Nähe der gleichen Ablösungsstelle untersucht wurden. Da die Beobachtung hier ergab, daß zwei Aufwindgebiete in einem Abstand von nur 5 Minuten aufeinander folgten, muß man die Gesamtzeit, in der Aufwind in der Atmosphäre herrschte, mit mindestens 20 Minuten von der Auslösung des ersten bis zum Ende des zweiten Aufwindgebietes ansetzen. Es würde also nur eine kleine Pause von 4 Minuten bestehen, in der überhaupt kein Aufwind in der Nähe der untersuchten Ablösungsstelle wirksam war, bis 24 Minuten nach der ersten Auslösung wieder ein neuer Aufwindstrom einsetzte.

4. Die Luftbewegung in Aufwindgebieten.

Die Beschleunigung der warmen aufsteigenden Luftmasse läßt sich nach der Formel berechnen:

$$\frac{d^2 h}{dt^2} = -\frac{g (\rho' - \rho)}{\rho}$$

wo h die Höhe, g die Erdbeschleunigung, ρ' die Dichte der aufsteigenden und ρ die Dichte der umgebenden Luftmasse ist. Hat man eine Übertemperatur von $1,2^\circ \text{C}$, so erhält man eine Beschleunigung von 4 cm/sec^2 . In Tabelle 3 sind mit dieser Beschleunigung in den ersten 80 Sekunden nach Beginn der Bewegung erreichten Geschwindigkeiten und zurückgelegten Wege zusammengestellt.

Tabelle 3. Geschwindigkeit und zurückgelegter Weg eines mit einer Beschleunigung von 4 cm/sec^2 aufsteigenden Luftteilchens in der ersten Minute nach Beginn der Bewegung.

Nach der n. Sekunde	Geschwindig- keit cm/sec	zurückgel. Weg m	Nach der n. Sekunde	Geschwindig- keit cm/sec	zurückgel. Weg m	Nach der n. Sekunde	Geschwindig- keit cm/sec	zurückgel. Weg m
1.	4	0,04	20.	80	8,40	50.	200	50,80
5.	20	0,60	25.	100	13,20	60.	240	72,80
10.	40	2,20	30.	120	18,80	70.	280	98,80
15.	60	4,80	40.	160	32,80	80.	320	128,80

Diese Tabelle zeigt, daß der im Zentrum des im vorigen Abschnitte behandelten Aufwindgebietes gefundene Aufwind einer Geschwindigkeit von 2 m. p. s. erst 50 Sekunden nach Beginn der Aufstiegsbewegung erreicht werden kann. Das aufsteigende Teilchen hat dabei eine Höhe von etwa 50 m über der Ausgangsstelle erreicht, also, wenn eine Horizontalgeschwindigkeit des Windes von 3 m. p. s. besteht, die Strecke von 150 m durchmessen. Von einer Höhe von 50 m ab müßte der Aufstieg ziemlich gleichmäßig erfolgen und es müßten die den Aufstieg hemmenden Kräfte etwa gleich den Auftriebskräften werden. Denn eine höhere Geschwindigkeit als 2 m. p. s. wurde in dem behandelten Beispiel nicht beobachtet. Einen hiermit übereinstimmenden Befund ergeben die Untersuchungen von Höhdorf und Marquardt (3) an Schwebellonen, bei denen Aufwinde von 2 m. p. s. etwa aus der Höhe von 50 bis 100 m heraus aus zunächst schwächeren weitgehend vom Winde mitgeführten Horizontalbewegungen herauszuwachsen scheinen.

Es sei hier schon erwähnt, daß bei den Segelfluguntersuchungen noch Übertemperaturen der aufsteigenden Luft bis zu $2,5^\circ \text{C}$ mit trägen Instrumenten gemessen wurden, die also vermutlich noch höher liegen. Sie erbrachten Aufwinde bis zu 5 m. p. s. Es handelt sich hier aber allem Anschein nach um verhältnismäßig kleine Luftmassen, die an windgeschützten Stellen Gelegenheit hatten, sich besonders hoch zu erwärmen. Im allgemeinen scheint bei allen größeren Flächen auch bei starker Einstrahlung nur eine Übertemperatur von 1 bis höchstens 2°C im Stundenmittel über die Temperaturen der Höhe von 50 bis 100 m erreicht zu werden, von wo an mit einem höchstens adiabatischen Temperaturgefälle gerechnet werden kann. Als Beispiele für die an Strahlungstagen zu erwartenden Temperaturunterschiede zwischen der Luft in 2 m Höhe und in einigen Dekametern Höhe seien hier an zwei Strahlungstagen in Potsdam gemessenen Temperaturdifferenzen zwischen Wiese und Turm in Tabelle 4 wiedergegeben.

Tabelle 4. Der Temperaturunterschied zwischen dem Thermometer auf der Beobachtungswiese (Höhe 2 m über Grund) und auf dem Turm des Observatoriums (Höhe 34 m über Grund) in Potsdam an zwei völlig klaren Tagen des Jahres 1925.

Zeit	6. 4. 1925 °C	19. 7. 1925 °C	Zeit	6. 4. 1925 °C	19. 7. 1925 °C
8—9	—0,2	—0,2	14—15	1,2	1,4
9—10	1,2	0,8	15—16	1,2	1,3
10—11	2,0	1,5	16—17	0,8	0,9
11—12	1,5	1,6	17—18	0,6	0,7
12—13	1,3	1,2	18—19	—0,1	—0,3
13—14	1,4	1,2			

Diese Tabelle zeigt, daß in den untersten Dekametern ganz entsprechend den bisher gemachten Voraussetzungen sich stets eine bodennahe Luftschicht bildet, deren Temperaturgefälle so stark über-

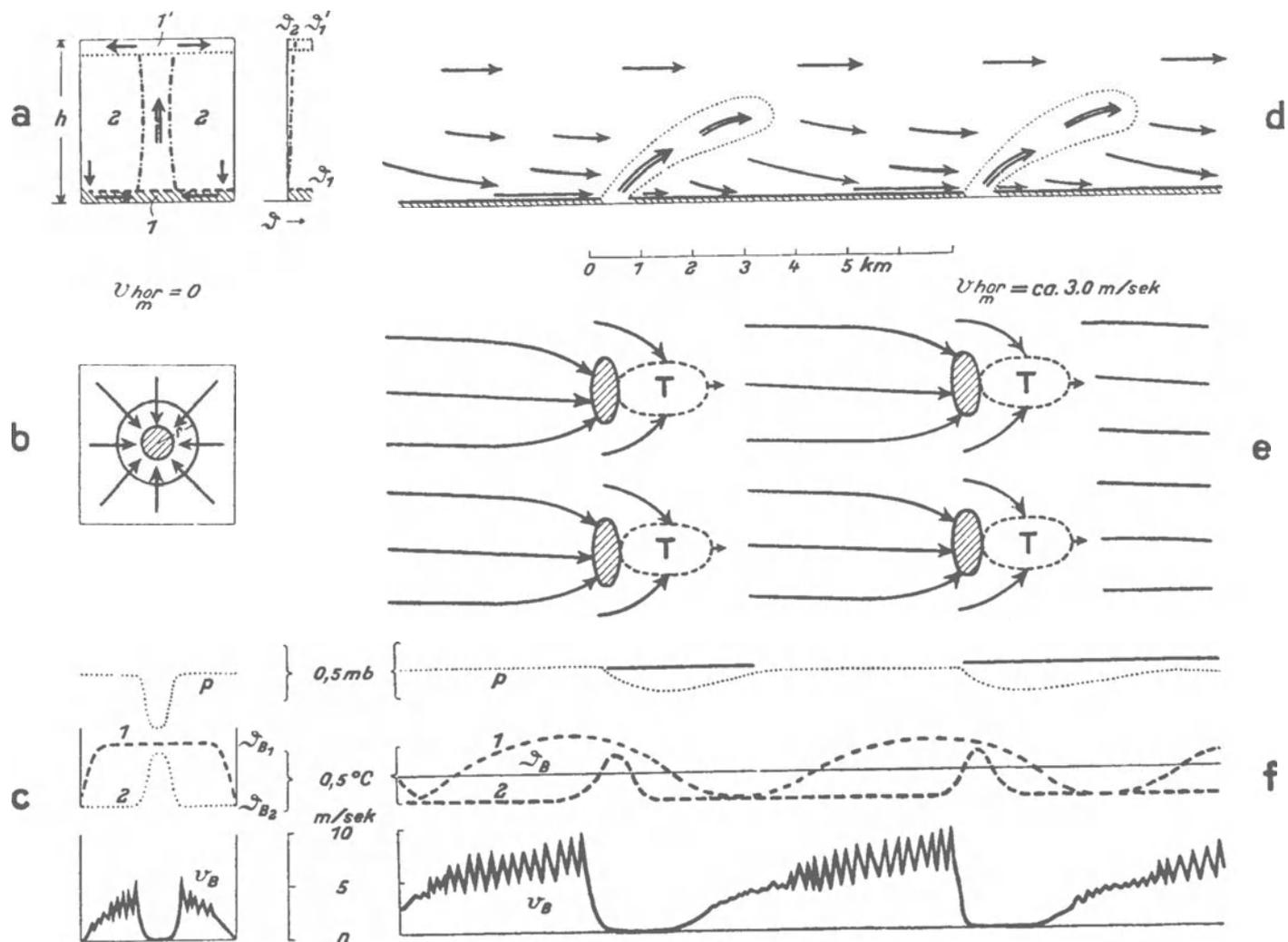


Abb. 4. Schematische Darstellung thermischer Aufwindgebiete. *a—c* in ruhender Luft, *d—f* bei mäßiger Horizontalgeschwindigkeit. *a* und *b* Seitensicht, *b* und *e* Aufsicht, *c* und *f* am Boden zu beobachtende meteorologische Daten.

adiabatisch ist, daß eine Übertemperatur von etwa einem Grad Celsius für die bodennahe Luftschicht von 0 bis 60 m Höhe zustande kommt.

Die bei Umlagerung einer Luftmasse in labilem Gleichgewicht auftretenden Geschwindigkeiten kann man nach einem Vorgang von Margules in folgender Weise berechnen:

Liegt die Luftmasse 1 in Abb. 4a oben am Boden eines unten von der Erdoberfläche begrenzten Raumes mit undurchdringbaren Seitenwänden und besitzt sie eine potentiell höhere Temperatur ϑ_1 als die übrige Luftmasse 2 mit der Temperatur ϑ_2 in dem Gefäß, so ist das System labil und kann erst stabil werden, wenn die Luftmasse 1 durch die Luftmasse 2 hindurch nach oben aufgestiegen ist. Dies kann, wie in Abb. 4a und 4b angedeutet, bei Fehlen einer äußeren Luftbewegung schon aus Symmetriegründen nur in der Mitte des Gefäßes stattfinden, weil die dort emporsteigende Luft die kleinste Oberfläche für jeden denkbaren Querschnitt annimmt und so den kleinsten Reibungswiderstand zu überwinden hat. Die mittlere Geschwindigkeit v_{zm} des Aufstiegs der Luftmasse läßt sich aus der Änderung der potentiellen Energie des Zustandes vor gegen den nach der Umlagerung dadurch berechnen, daß man diese Differenz der potentiellen Energien gleich der kinetischen Energie $\frac{1}{2} m v_{zm}^2$ setzt, in der m die an der Umlagerung beteiligte Luftmasse bedeutet. Dann ist:

$$v_{zm}^2 = g \cdot h_1 \cdot h_2 \cdot \frac{T_{i2} - T_{i1}}{h_1 T_{i2} + h_2 T_{i1}}$$

Diese Gleichung kann in dem hier vorliegenden Falle, da $T_{i2} - T_{i1} \ll T_{i1}$ und $h_1 \ll h_2$ ist, umschrieben werden durch:

$$v_{zm}^2 = g \cdot h_1 \cdot h_2 \cdot \frac{T_{i2} - T_{i1}}{(h_1 + h_2) T_{i1}}$$

Setzt man den vorher gefundenen Werten $h_1 = 50$ m, $h_2 = 1500$ m, $T_{i2} - T_{i1} = 1,2^\circ$ C und $T_{i1} = 282^\circ$ abs ähnliche ein, so erhält man $v_{zm} = 2,1$ m. p. s. als mittlere Geschwindigkeit der Aufstiegsbewegung.

Diese von Margules angegebene Formel gilt streng nur, wenn die Bedingung erfüllt ist; $p_0 - p_0 \ll p_0$, was für eine Höhe von 1500 m noch mit einiger Annäherung angenommen werden kann. Es muß beachtet werden, daß der Endzustand, für den die Formel gilt, ein völliges Durcheinandergelien der beiden Luftmassen voraussetzt. Die Zustandskurven der potentiellen Temperaturen in Abhängigkeit von der Höhe wären also vor dem Umsturz durch die potentiellen Temperaturen ϑ_2 und ϑ_1 in der Nebenzeichnung der Abb. 4a dargestellt, während die Verhältnisse nach dem Umsturz durch die Temperaturen ϑ_2 und ϑ'_1 gegeben sind. Tatsächlich wird nun infolge der dauernden Verminderung der aufsteigenden Luftmassen durch Turbulenz nur ein geringer Teil der potentiell wärmeren Luftmasse bis an die Oberseite der Luftmasse 2 gelangen. Die potentielle Temperatur nach dem Aufsteigen der Warmluft aus der Bodenschicht wird vielmehr etwa in der strichpunktieren Geraden verlaufen. Man kann etwa nur mit der Hälfte des aus der Formel berechenbaren Energieumsatzes rechnen. Damit wird die berechenbare mittlere Geschwindigkeit der Aufstiegsbewegung:

$$v_{rm} = v_{zm} / \sqrt{2} = 1,48 \text{ m. p. s.}$$

Über die tatsächliche Verteilung der Luftbewegungen und Geschwindigkeiten bei einer solchen Vertikalumlagerung kann man wieder auf das bereits im vorigen Abschnitt behandelte Beispiel zurückgreifen. Bei ihm stand einem Aufwind von 2,0 m. p. s. über einer Fläche von 0,6 km² ein Abwind über 17,4 km² gegenüber. Die Geschwindigkeit der Abwindströmung betrug also im Mittel nur $0,6/17,4 \cdot 2,0 = 0,07$ m. p. s. In der Nähe des Bodens findet natürlich die stärkste Luftbewegung parallel zum Erdboden statt, wie dies in Abb. 4b dargestellt ist.

Die horizontale Bewegung am Boden kann man unter Voraussetzung von Windstille aus dem berechneten Beispiel allein schon dadurch ermitteln, daß man annimmt, daß die 60 m starke mit Warmluft erfüllte Bodenschicht mit einer Geschwindigkeit von 2 m. p. s. durch einen Querschnitt von 0,6 km² aufsteigt. Es müssen also in der Sekunde $0,6 \cdot 0,002 = 1,2 \cdot 10^{-3}$ km³ durch einen um den Aufstiegs punkt gelegten Ringzylinder von 0,06 km Höhe und $(2r - 2,5)$ km Durchmesser, also durch eine Fläche von 0,45 km² hindurchtreten. Man erhält auf diese Weise die mittlere Geschwindigkeit des Bodenwindes v_B zu $1,2/0,45 \cdot 10^{-3}$ km/sec = 2,6 m. p. s. Diese starke horizontale Bewegung bleibt aber nur auf das bodennahe Warmluftgebiet beschränkt.

In 500 m Höhe wurde dagegen bei Erfassung aller Geschwindigkeiten über 0,5 m. p. s. ein aufsteigender Luftstrom von 5 km² Fläche und 1,1 m. p. s. mittlerer Geschwindigkeit aus den Zahlen der Tabelle 2 ermittelt. Für alle aufsteigenden Luftströme, also für eine Geschwindigkeit von größer als 0,0 m. p. s. liegen die Zahlen nicht vor, man kann sie aber zu etwa 6 km² und 0,9 m. p. s. abschätzen. Dem aufsteigenden Luftstrom entspricht ein absteigender Strom von 11,6 km² Fläche und $6,0/11,6 \cdot 0,9 = 0,4$ m. p. s. Geschwindigkeit. Die Gesamtbewegung hat also in 500 m Höhe eine mittlere Geschwindigkeit von 0,7 m. p. s. (vgl. auch S. 7).

Diese Geschwindigkeit scheint tatsächlich auch der gesamten mittleren Geschwindigkeit zu entsprechen, die in der Luftmasse durch das Aufsteigen der Warmluft tatsächlich zustande kommt. Die beobachtbaren mittleren Geschwindigkeiten wären also nur etwa halb so groß wie die nach der Marguleschen Formel theoretisch zu erwartenden, auch wenn man schon in der Berechnung auf die Zerstreung der aufsteigenden Luftmasse durch die turbulente Zerreibung Rücksicht nimmt.

In der Teilabbildung 4c sind schematisch die Luftdruck-, Temperatur- und Windverhältnisse am Boden über den Längsschnitt des betrachteten Luftraumes dargestellt. Hiervon zeigt die Luftdruckkurve die durch den Ersatz der kälteren Luft 2 durch die aufsteigende Warmluft verursachte Luftdruckverminderung, die bei 1° C Temperaturverminderung über 1500 m Höhe nicht weniger als $\frac{1500 \cdot 1000}{300 \cdot 800} = 0,62$ mb beträgt. Von den Temperaturkurven ϑ_B gibt die langgestrichelte (— — — —) Kurve 1 den Zustand bei Beginn des Aufstieges, die kurzgestrichelte (. . . .) Kurve 2 den kurz vor Beendigung des Aufstieges zu der Zeit, wo nur noch der unterste Teil des aufsteigenden Warmluftkamins Warmluft am Boden enthält. Der Verlauf der Geschwindigkeiten des Horizontalwindes in der bodennahen Luftschicht, der konzentrisch nach innen strömt, über das Profil ist in dem untersten Teil wiedergegeben. Der Horizontalwind verschwindet naturgemäß im Zentrum und im Randgebiet vollkommen und zeigt in dem Zwischengebiet im Mittel fast 3,0 m. p. s.

Es ist nun von hohem Interesse, nicht nur die idealisierten Verhältnisse bei völliger Luftruhe zu betrachten, sondern die Zustände, die bei den Aufwinden eintreten, wenn, wie es die Regel ist, ein Gradientwind gegebener Stärke besteht. Ein schematisches Bild der hier zu erwartenden Vorgänge ist auf der rechten Seite der Abb. 4d—e dargestellt. In ihr bedeutet d den Längsschnitt, e die Aufsicht auf die Windverhält-

nisse am Boden und f ein Profil von Luftdruck, Temperatur und Wind. Gerechnet wurde mit den ungefähren Daten des im Abschnitt 3 behandelten Beispiels, also mit einem Horizontalwind von 3,0 m. p. s. mittlerer Geschwindigkeit und einer Querschnittsfläche von 0,6 km² am Grunde des aufsteigenden Luftstromes bei einem Aufwind von 2,0 m. p. s. Es wurde versucht, ein angenähert maßstäbliches Schema aufzustellen, für das auch ein Kilometermaßstab angegeben wurde.

Die seitlichen Abmessungen des Schemas, die in Abb. 4e dargestellt sind, konnten im wesentlichen aus der Forderung abgeleitet werden, daß das Schema den kontinuierlichen Aufwärtstransport einer Warmluftmasse von nur 60 m Höhe aber 18 km² Fläche durch eine Ablösungsfläche von nur 0,6 km² aber mit 2 m. p. s. Aufwind ermöglichen mußte, ohne daß in der bodennahen Luftschicht in den Zeiten mit Wind mittlere Geschwindigkeiten von 5 bis 6 m. p. s. überschritten wurden, die bei ähnlichen Wetterlagen wie den hier in Rede stehenden die üblichen Geschwindigkeiten bilden, über die sich noch die Turbulenz lagert. In der Abbildung wurde angenommen, daß das schraffiert in 4e gezeichnete Aufwindgebiet mit Luft aus einer Strombreite von 3 km beliefert wird. Da die Windgeschwindigkeit 2 m. p. s. und die Höhe der bodennahen Warmluftschicht, die in Abb. 4d schraffiert gezeichnet ist, 60 m beträgt, ergibt sich für die mittlere Windgeschwindigkeit in der Warmluft am Boden während ihres Transportes über den Boden zur Ablösungsfläche, wenn man diese mit $\frac{3}{4}$ ihrer Fläche einsetzt:

$$v_{Bm} = \frac{0,6 \cdot \frac{3}{4} \cdot 2 \cdot 10^6}{60 \cdot 3000} = 5,0 \text{ m. p. s.}$$

Hierbei wurde die Form der das Aufwindgebiet speisenden Stromlinien schon etwas durch die ablenkende Kraft der Erdrotation verzerrt dargestellt, denn der Trägheitskreis für Winde von 5,0 m. p. s. hat in 50° Breite nur einen Radius von 45 km. Auch das zu einem solchen Aufwind gehörige Gebiet tieferen Druckes ist aus der Abb. 4e zu erkennen, freilich hat es, wie später noch mitgeteilt wird, nur einen Unterdruck von $\frac{1}{4}$ mb.

Die ansaugende Wirkung des aufsteigenden Luftstromes wurde, wie schon im Abschnitt 2 erwähnt, bereits von Höndorf und Marquardt mehrfach beobachtet und ist in der diesen Autoren entnommenen Abb. 2b dieser Arbeit dargestellt. Selbstverständlich erstreckt sich die Saugwirkung eines aufsteigenden Luftstromes nicht nur auf die Luvseite, sondern auch auf die Leeseite. So kommt es, daß hinter dem aufsteigenden Luftstrom erheblich geringere Windgeschwindigkeiten bis zur Windstille zu beobachten sein werden, da hier der angesaugte Luftstrom dem Gradientwind entgegen läuft. In der Abbildung wurde angenommen, daß etwa $\frac{1}{4}$ der insgesamt durch die Ablösungsfläche gesaugten Luft von Lee herkam. Es mag auch darauf hingewiesen werden, daß nur ein verhältnismäßig geringer Unterschied zwischen dem vorher berechneten Bodenwind v_B^0 bei Abwesenheit jedes Gradientwindes und der Differenz zwischen Gradientwind v_{gr} und mittlerem Maximalwind v_B^{\max} besteht. Man kann demnach angenähert schreiben:

$$\begin{aligned} v_B^{\max} &= v_{gr} + v_B^0, \text{ während das Minimum } v_B^{\min} \text{ würde:} \\ v_B^{\min} &= v_{gr} - v_B^0. \end{aligned}$$

Da in der letzten Gleichung im vorliegenden Falle die beiden Größen der rechten Seite nahezu gleich sind, erreicht der Wind im Minimum die Geschwindigkeit Null.

Aus diesen Überlegungen muß angenommen werden, daß für Tage mit Aufwinden eine Windstruktur charakteristisch ist, bei der länger andauernde Winde mittlerer Stärke mit ebenso langen Pausen abwechseln. Die Dauer der starken Winde und der Pausen ergibt sich aus Abb. 4f, wenn das System der Aufwinde über den Beobachtungsort hinweg ziehen würde zu je etwa 4000 m/5,0 m. p. s. = 13 min. Hierbei muß allerdings berücksichtigt werden, daß ein gleichmäßiges Fortschreiten des Aufwindes über die Erdoberfläche deswegen kaum der Fall sein kann, weil das Auslösen der Aufwinde meist an bevorzugte Stellen gebunden zu sein scheint. Es ist aber anzunehmen, daß die häufig beobachteten Pulsationen in dem Wechsel der Auslösestellen der Aufwinde ihren Ursprung haben und daß zwischen dem Verlöschen eines Aufwindgebietes und der Auslösung eines neuen in seiner Nähe entsprechend den Überlegungen am Schluß des vorigen Abschnittes nur verhältnismäßig kurze Zeiträume ganz ohne Aufwindtätigkeit bestehen.

In die Abbildung sind auch die Gänge der Temperatur und des Luftdruckes am Boden eingezeichnet, wobei wieder die Kurve 1 den Anfangs- und Kurve 2 den Endzustand der Erscheinung eines Aufwindfeldes in seiner Verteilung über das Gelände darstellt. Bei der Beobachtung an einem Ort würden sich dann die zeitlichen Änderungen in den Aufwindgebieten mit den Änderungen der Lage des Beobachtungsplatzes im räumlichen Aufwindesystem überlagern, so daß hier die Deutung besonders kompliziert wird. Um die Darstellung nicht zu verwirren, sind lediglich für die Lufttemperatur zwei Kurven für den Anfangs- und den

Endzustand der Aufwindgebiete in der Abb. 4f angegeben worden. Ähnlich wie die Temperatur verhalten sich übrigens auch die Kurven für die absolute Luftfeuchtigkeit.

Versucht man, für die hier erfolgte schematische Darlegung der Vorgänge eine weitere experimentelle Begründung zu erhalten, so bietet zunächst die Anordnung der Aufwindgebiete in Abb. 1a mit den für den Aufstieg von Maletzke am 30. 6. 1932 aus den in seiner Arbeit gegebenen Aufstiegsprotokoll abgeleiteten Aufwindgebieten ein eindrucksvolles Beispiel. Hier finden sich ganz entsprechend dem zunächst nicht allzu wahrscheinlichen Schema in Abb. 4 vier Aufwindgebiete quer zur Windrichtung allerdings entlang einem die Auslösung begünstigendem Waldrande im Abstand von je 2 km voneinander angeordnet. Auch die reihenweise Anordnung von Kumuluswolken, deren Ursprung schließlich in Aufwindgebieten der hier behandelten Art liegen muß, mag hier wenigstens erwähnt werden. Auch am 30. 6. 1932 stand übrigens über Griesheim ein Kumulus.*)

Besonders wichtig erscheint die Frage, ob es gelingt, die aus den eben durchgeführten Betrachtungen zu folgernde Windstruktur für Tage mit Aufwinden auch aus dem Registriermaterial zu erschließen. In diesem Zusammenhang ist zunächst auf Beobachtungen der Änderungen der Windgeschwindigkeit bei dem Durchgang von Kumuluswolken durch den Zenit zu verweisen, der mit einem wenig trägen Effektivpyranometer unter periodischer Umschaltung der Heizung in einem Zeitabstand von 3 min in Vittangi in Lappland im Sommer 1927 vom Verfasser mehrfach registriert wurde. Bei dem Zenitdurchgang, der durch die verminderte Ausstrahlung genau festzustellen war, wurde die Windgeschwindigkeit, die aus der Differenz der Ausschläge zu ermitteln war, zunächst vermindert und begann nach dem Vorübergang der Wolke stark zu steigen. Ähnliche und vor allem systematische Beobachtungen dieser Art sind bisher an Strahlungsstationen noch nicht angestellt worden. Vor allem wohl deshalb, weil eine Kombination von Strahlungs- und Windbeobachtungen wohl allzu fern lag. In der vorliegenden Untersuchung werden sie deswegen nicht weiter verfolgt, weil der Vorgang der Kumulusbildung als Endergebnis der thermischen Konvektion hier von vornherein aus der Betrachtung ausgeschlossen wurde.

Eine unmittelbare Klärung der Frage, ob die Konvektion auf die Windstruktur einen Einfluß hat, läßt sich aber auch für die Tage ohne Wolkenbildung dadurch erhalten, daß man die Windstruktur der Tageszeiten mit starker Einstrahlung, an denen also vermutlich auch eine stärkere Konvektion herrschte, mit der Windstruktur ähnlicher mittlerer Windgeschwindigkeiten zu anderen Zeiten vergleicht, an denen keine Konvektion geherrscht haben konnte. In Abb. 5 sind einige im Monat Juni 1939 mit dem Fueßschen Universalanemometer des Potsdamer Meteorologischen Observatoriums erhaltenen Beispiele der Windstruktur für Zeiten mit thermischer Konvektion und ohne diese gegenübergestellt. Die einzelnen Teilbilder geben in ihrem oberen Teil die Richtung des Windes wieder. Im mittleren Teil wird die Registrierung der Staudruckdüse gezeigt und darunter die Windwegregistrierung des Schalenkreuzes. Die oberen drei Teilbilder a, c und e enthalten die an klaren Strahlungstagen zur Zeit der größten Entwicklung der thermischen Konvektion gewonnenen Registrierungen, während die drei Bilder b, d und f in Zeiten ohne nennenswerte Wärmeaufnahme gewonnen wurden, bei denen sich bestimmt keine thermische Konvektion entwickeln konnte. Die beiden Teilbilder der linken Seite geben die Verhältnisse für schwache Winde, die der Mitte für mäßige und die der rechten Seite für starke Winde wieder. Die Zustrahlung von Sonne + Himmel betrug an allen drei Strahlungstagen in der Stunde von 12 bis 13 Uhr $1,2 \text{ cal/cm}^2\text{min}$. Für die strahlungslosen Zeiten bei mittleren und stärkeren Winden in den Teilbildern d und f wurden Nachtstunden ohne jede Zustrahlung gewählt. Als Beispiel für die Verhältnisse bei schwachen Winden wurden Nachtwerte deswegen nicht genommen, weil durch die dann bestehende Bodeninversion eine möglicherweise zu große Beruhigung der Atmosphäre hätte vorgetäuscht werden können. Deshalb wurden hier Mittagswerte eines Regentages gesucht, bei denen die Strahlungsintensität von Sonne + Himmel etwa $0,2 \text{ cal/cm}^2\text{min}$ betrug, also so gering war, daß durch sie ebenfalls keine thermische Konvektion entstehen konnte.

Der Vergleich der Staudüsenregistrierungen mit und ohne thermischer Konvektion bei etwa gleicher Windgeschwindigkeit, also der Teilbilder a und b, c und d, e und f der Abb. 5 miteinander zeigt als eine charakteristische Eigenschaft der Windstruktur bei thermischer Konvektion Zeitabschnitte mit größerer Windgeschwindigkeit, die mit etwa ebenso langen Zeiträumen abwechseln, in denen die Windgeschwindigkeit sehr klein wird. Dies entspricht der Darstellung der Abb. 4. Das Auftreten von „Sonnenböen“ bei Strahlungswetter in der wärmeren Jahreszeit, an dem immer Konvektion herrscht, ist in der Flugmeteorologie wohlbekannt. Am geringsten ausgebildet ist diese eigenartige Struktur der Windgeschwindigkeit auf dem Teilbild 5e, das für die größeren Windgeschwindigkeiten als Beispiel genommen wurde. Auf ihm sind in der Zeit von 12 bis 13 bei mäßiger Windgeschwindigkeit noch deutliche Sonnenböen zu erkennen, während später

*) Anm.: Über vegetationslosen Ebenen ist natürlich eher eine gegeneinander versetzte Anordnung der Aufwindgebiete zu erwarten.

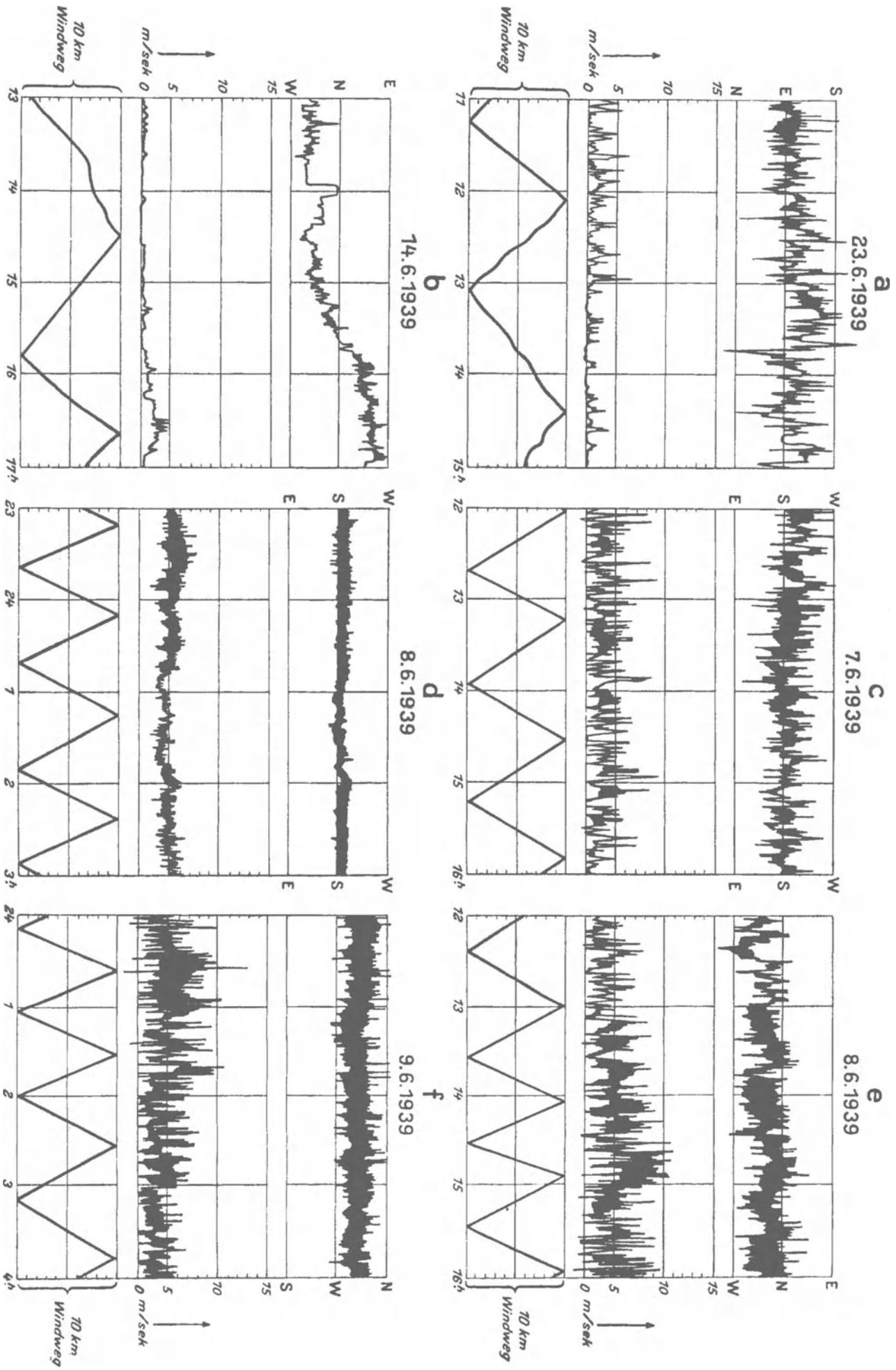


Abb. 5. Am Meteorologischen Observatorium Potsdam im Juni 1939 beobachtete Windstrukturen für Zeiten mit und ohne thermische Konvektion. *a, c* und *e* mit thermischer Konvektion, *b, d* und *f* ohne thermische Konvektion. *a* und *b* bei schwachem Wind, *c* und *d* bei mäßigem, *e* und *f* bei starkem Wind.

bei zunehmender Windgeschwindigkeit diese Struktur nicht mehr zu beobachten ist. In dieser Zeit gleicht die Registrierung der Staudüse nahezu völlig der etwa bei gleicher Windgeschwindigkeit zur Nachtzeit gewonnenen Aufzeichnung im Teilbild f. Demgegenüber ist der Unterschied zwischen den Abb. c und d und a und b sehr deutlich. Für die mittleren Geschwindigkeiten besteht er im wesentlichen darin, daß bei Abwesenheit der thermischen Konvektion die durch die wesentlich kleineren Turbulenzkörper gebildete Windunruhe eine erheblich größere Frequenz hat und bei gleicher mittlerer Windgeschwindigkeit viel weniger hohe Spitzenwerte aufweist, als im Falle der thermischen Konvektion. Dieses Unterscheidungsmerkmal gilt auch für die stark turbulenten Nachtregistrierungen mit mittelgroßer Geschwindigkeit von 3—4 Uhr im Teilbild f gegenüber den Sonnenböen im Teilbild c, wenn man die Geschwindigkeitsstruktur im Teilbild d als eine nicht immer in der gleichen Form sich wiederholende Erscheinung von Luftmassen besonders geringer innerer Turbulenz ansieht. Auch die Windrichtungsänderung entspricht völlig den nach der Struktur der Windgeschwindigkeit zu erwartenden Verhältnissen und bringt sie bei geringem Gradientwind noch deutlicher zum Ausdruck. Für sie gilt das gleiche wie für die Struktur der Geschwindigkeit. Deutlich hebt sich auch hier beispielsweise im Teilbild e die Unruhe der Zeit von 12 bis 13 Uhr mit klaren Sonnenböen von der darauffolgenden Stunde mit größerer Windgeschwindigkeit ab, in der bei wesentlich geringerer Amplitude eine größere Frequenz der Richtungsänderung beobachtet wird. Auch in Bezug auf die Richtungsänderung sind die Registrierungen bei stärkerem Wind in e und f kaum zu unterscheiden.

Die Gleichheit der Registrierungen bei großer Windgeschwindigkeit an klaren Sonnentagen und bei Nacht kann einmal dadurch entstehen, daß bei großer Windgeschwindigkeit die Bedingungen für das Entstehen einer thermischen Konvektion nicht mehr gegeben sind. Denn es könnte die starke Turbulenz bei größerer Windgeschwindigkeit für eine so schnelle Wärmeabführung an die Luft sorgen, daß die Bildung einer überhitzten Bodenschicht nicht mehr stattfinden kann. Oder durch die große Windgeschwindigkeit werden die Aufwindkörper so verformt und reißen so schnell ab, daß die Aufzeichnung der Windstruktur nicht mehr von der einer starken Turbulenz zu unterscheiden ist. Eine Entscheidung, welche von beiden Ursachen für das Verschwinden der „Sonnenböenstruktur“ der Windgeschwindigkeit bei größeren Windgeschwindigkeiten im vorliegenden Falle verantwortlich zu machen ist, kann aus dem geringen bisher betrachteten Material nicht getroffen werden. Jedenfalls zeigt die Abb. 5, daß schon von Windgeschwindigkeiten von 20 km in der Stunde oder 6 m. p. s. im Stundenmittel die thermische Konvektion aus der Windstruktur nicht mehr zu erkennen ist.

Das Teilbild a scheint ein Beispiel für die nahezu kleinsten Werte der Windgeschwindigkeit zu ergeben, die an einem Strahlungstage durch die Wirkung der thermischen Aufwinde eintreten kann. Die großen Richtungsänderungen müssen als Beweis dafür genommen werden, daß das Einströmen in die am Beobachtungsort vorüberziehenden Aufstiegsräume aus sehr verschiedenen Seitenwinkeln erfolgt, die recht groß werden können. Es werden hier also schon die Verhältnisse der Abb. 4a—c, die für völlige Luftruhe gelten, angenähert. Andererseits entspricht die Windstruktur auf dem Teilbild 5c angenähert den Verhältnissen der Abb. 4d—f. Doch scheinen hier die Turbulenzkörper kleiner zu sein als in Abb. 4.

Es mag zum Schluß darauf hingewiesen werden, daß für die Sommermonate, für die es bisher versucht wurde, allein aus der Windstruktur ohne Kenntnis der Strahlungsbedingungen schon festgestellt werden konnte, ob an dem betreffenden Tag thermische Aufwinde vorlagen oder nicht. Bezeichnet man die Windstruktur der oberen Reihe der Abb. 5 mit a_0, a_1, a_2 ; die der unteren Reihe mit b_0, b_1, b_2 , wobei jeweils die Indizes 0, 1, 2 der schwächsten, mittelstarken und größeren Windgeschwindigkeit zugeordnet sind, so erhält man für die Zeit um Mittag und am Nachmittag im Juni 1939 die in Tabelle 5 wiedergegebene Charakterisierung der einzelnen Tage. Hierbei wurde, entsprechend der soeben festgestellten Unmöglichkeit, bei starke Winden aus der Windstruktur eine Wärmeaufnahme des Bodens zu erkennen, für a_2 stets b_2 eingesetzt.

Tabelle 5. Windcharakter Mittag und Nachmittag im Juni 1939 in Potsdam.

Datum	Wind- charakter	Bestrahlungs- zustand	Datum	Wind- charakter	Bestrahlungs- zustand	Datum	Wind- charakter	Bestrahlungs- zustand
1.	a_0	☉	11.	a_1 dann b_1	☉ dann Cu	21.	a_0	Ci
2.	a_1	☉	12.	a_0	Sc	22.	a_0 dann b_1	Ci dann Cu
3.	a_1	☉	13.	b_1	St	23.	a_0	☉
4.	b_2	Ci	14.	b_0	Ns ☉	24.	a_0 dann b_1	Cu dann Sc
5.	a_0	☉	15.	a_0	Cu	25.	b_1 dann a_0	Sc dann Cu
6.	a_0	☉	16.	a_{0-1}	Cu	26.	a_0	Sc
7.	a_1	☉	17.	a_0	Sc	27.	a_1	Cu
8.	b_2	☉	18.	b_{1-2}	St	28.	a_1	Ci
9.	a_1	Cu	19.	a_1	Ci und Sc	29.	b_1	St
10.	a_1	☉	20.	a_0	Ci	30.	a_1	Cu

Es wurde hierbei versucht, den Bestrahlungszustand des Bodens durch die vorherrschenden Wolkenformen auszudrücken, die sich aus den Wolkenbeobachtungen und aus den Registrierungen der Intensität der Strahlung von Sonne + Himmel mit dem Robitzschen Aktinometer ergaben. Die Anordnung der Intensitäten ist hierbei \odot — Ci — Cu — Sc — St — Ns. Es muß hierbei beachtet werden, daß der Windcharakter vor der Feststellung des Bestrahlungszustandes abgeschätzt wurde.

Die Tabelle ergibt, daß in diesem Sommermonat nur an wenigen Tagen mit starkem Gradientwind eine Windstruktur herrschte, die mittags nicht auf das Bestehen von Aufwinden schließen ließ. Die Windstruktur an den Tagen mit Cu und Sc Bewölkung ließ entsprechend den eingangs dieses Abschnittes mitgeteilten Beobachtungen in Lappland auf eine Wechselwirkung zwischen dem Wind am Boden und der darüber ziehenden Wolken vermuten. Hieraus dürften sich auch gewisse Besonderheiten erklären, die an den Tagen mit wechselnder Bewölkung gefunden wurden.

Näher auf diese Zusammenhänge einzugehen, ist nicht die Aufgabe dieser Arbeit. Es sei nur noch erwähnt, daß in den Wintermonaten Tage, an denen eine Windstruktur bestand, die auf Konvektion schließen ließe, kaum gefunden werden. Es fehlen dort die länger andauernden Richtungs- und Geschwindigkeitsänderungen, von denen letztere bis auf Null gehen, fast vollständig.

5. Die Form der aufsteigenden Warmluftmassen.

Ihrer Form nach werden die aufsteigenden Warmluftmassen in der gegenwärtigen Literatur (6) gewöhnlich als „Thermikblasen“ bezeichnet, während noch vor einigen Jahren die Bezeichnung „Kamine“ oder „Aufwindschläuche“ (1) (2) gewählt wurde. Die anfängliche Zurückhaltung gegenüber dem Ausdruck „Blase“ in der wissenschaftlichen Literatur dürfte wohl darauf zurückzuführen sein, daß bereits im Jahre 1926 Raethjen (7) theoretisch zeigen konnte, daß eine aufsteigende Warmluftmasse mit etwa kugelförmiger Gestalt sehr bald der Zerstörung durch die von außen sich seiner Bewegung entgegenstellenden Druckkräfte anheimfallen muß. Auch die vorstehenden Erörterungen haben gezeigt, daß nur solange ein Aufsteigen von Warmluft mit einem blasenförmigen Kopf möglich ist, als ein dauernder Nachstrom warmer Luft aus der überhitzten Bodenschicht stattfindet. Auch hierbei unterliegt vor allem der Kopf der aufsteigenden Luftmasse der dauernden Einwirkung der Turbulenz der umgebenden Luft, die bei dem Aufstieg beiseite gedrängt werden muß.

In Abb. 6 wurde versucht, die Bahnen der aufsteigenden Luftströme nach 2 Segelflugbeobachtungen im Schnitt darzustellen. Die erste Zeichnung 6a bezieht sich wieder auf die schon ausführlich behandelten Aufwindkörper vom 19. 4. 1932 in der Zeit von 13¹⁰ bis 13²⁵. Aus der gemessenen Geschwindigkeit des Aufwindes und der des Horizontalwindes folgten für die Höhe von 500 m ohne weiteres die Stromlinien der Luftbewegung. Für die geringeren Höhen kann die Windabnahme nach dem Boden hin, für die größeren die beobachtete Zunahme nach oben in Anrechnung gesetzt werden. Als Ablösestelle ergibt sich dann angenähert

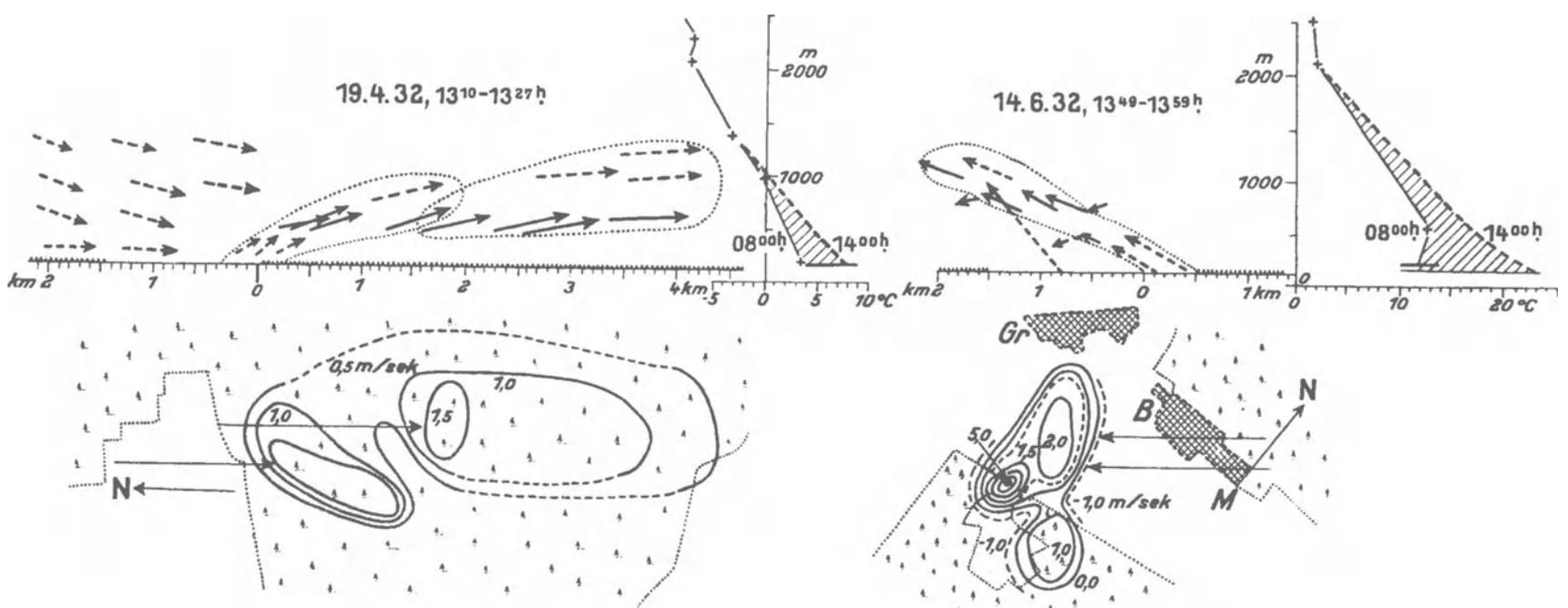


Abb. 6. Darstellung zweier in der Abb. 1 enthaltener Aufwindgebiete in Seitensicht, Aufsicht und Temperaturschnitt durch die Atmosphäre.

der Nordrand des Waldes. Auf die Zerteilung des Aufwindkörpers und das weit leewärts sich erstreckende Gebiet geringerer Aufstiegsbewegung in dem älteren nach Süden gelegenen Aufstiegsgebiet ist bereits in Abschnitt 3 ausführlich eingegangen. Die gestrichelten Strombahnen sind nach den Überlegungen, die aus dem vorigen Abschnitt folgten, in Übereinstimmung mit den Erfahrungen der Schwebeballuntersuchungen ergänzt, da hier keine Beobachtungen in diesen Teilen vorlagen. Es mag hier besonders auch darauf hingewiesen werden, daß die Aufwinde nach diesen Betrachtungen eine wesentlich größere Stärke haben als die Abwinde. Auf diesen Umstand wurde von seiten der Segelflieger mehrfach hingewiesen. Sie hängt ursächlich damit zusammen, daß die Aufwindgebiete eine wesentlich geringere Fläche als die Abwindgebiete erfüllen. Auf der rechten Seite der Teilabbildung 6a ist der Temperaturgradient zur Mittagszeit des 19. 4. 1932 dargestellt. Es wurde dabei von dem Flugzeugaufstieg in Darmstadt um 8 Uhr ausgegangen und unter Zugrundelegung der täglichen Temperaturänderung am Boden, die an der nächstliegenden in der Wetterkarte verzeichneten Station Frankfurt am Main entnommen war, die Temperatur in Bodennähe in Darmstadt geschätzt. Für den Verlauf der Temperatur in der Höhe kann um 14 Uhr die Adiabate angenommen werden. Die schraffierte Fläche zwischen der beobachteten Zustandskurve um 8 Uhr und der angenommenen Zustandskurve um 14 Uhr entspricht einer Wärmeaufnahme von 45 cal/cm^2 in den untersten eineinhalb Kilometern der Atmosphäre durch die unmittelbare Wärmeaufnahme vom Boden her und die Strahlungswärme, was wohl den Tatsachen entsprechen dürfte.

Als Windrichtung und Geschwindigkeit in der Höhe stand gleichfalls nur die Frankfurter Beobachtung zur Verfügung. Um 11 Uhr wurde dort gemessen: in 200, 500 und 1000 m Höhe ein Wind NE 3, NNE 5, NNW 4 m. p. s. Es mag noch darauf hingewiesen werden, daß der Flugplatz in Griesheim einige Dekameter tiefer liegt als der alte Darmstädter Flugplatz, von dem aus die aerologischen Flugzeugaufstiege erfolgten.

Ein Beispiel für ein anderes, in den Abmessungen etwas kleineres Aufstiegsgebiet gibt die Abb. 6b wieder. Dieses Aufstiegsgebiet wurde bei einem Fluge von Riedel am 14. 6. 1932 vermessen und sowohl in einer Arbeit von O. Fuchs (2) als auch von Erdbrügger und Steinhoff (1) mitgeteilt. In der vorliegenden Arbeit wurde aus den in der letzteren Arbeit gegebenen Diagrammen eine Konstruktion der Aufwindgleichen versucht. Es scheint sich hierbei um ein Aufwindgebiet zu handeln, dessen Ursprung bei dem herrschenden NE-Wind das Barackenlager bildete. Dieses Aufwindgebiet wurde von einem Aufwind besonderer Stärke durchbrochen, der mit 5 m. p. s. nach oben ging. Für ihn könnte, in Übereinstimmung mit einer von Maletzke geäußerte Ansicht, die in Bodensenken auf dem östlichen Teil des Flugplatzes angesammelte Warmluft verantwortlich gemacht werden. Bei diesem letzteren Warmluftgebiet dürfte es sich dann nur um eine Thermikblase kürzerer Dauer handeln, während das größere Aufwindgebiet nach Angaben von Erdbrügger und Steinhoff deutlich pulsatorischen Charakter zeigte. Hierbei schienen die Pulsationen mit den am Meßstand M zu beobachtenden Windstruktur in Zusammenhang zu stehen. Es dürfte sich bei dieser Feststellung um die erste, überhaupt angestellte unmittelbare Beobachtung des Zusammenhanges der Windstruktur mit dem Aufwind handeln, von dem im vorigen Abschnitt ausführlicher gesprochen wurde. Wichtig für die Erkenntnis der in aufsteigenden Warmluftgebieten auftretenden Vorgänge ist vor allem auch, daß hier nicht nur die Aufwindströme, sondern auch die Abwinde an beiden Rändern des Aufwindgebietes mit erfaßt wurden. Man erkennt daraus, daß die Aufwindgebiete ziemlich scharf begrenzt sind. Da in der Veröffentlichung auch die graphische Darstellung der potentiellen Temperaturen bis zur Landung fortgesetzt wurde, ist es für diesen Aufstieg möglich, auch den Verlauf der Lufttemperatur wenigstens angenähert in der bodennahen Luftschicht zu verfolgen. In gleicher Weise wie bei dem vorigen Aufstieg ist dann aus dem Darmstädter Morgenaufstieg und den Temperaturbeobachtungen von Frankfurt am Main eine Abschätzung der Temperaturkurve in der Höhe für 14 Uhr möglich, die in der Abb. 6b wiedergegeben ist. Sie zeigt deutlich den aus dem Gang der potentiellen Temperatur zu erschließenden thermischen Auftrieb der überhitzten Bodenschicht über dem Flugplatz.

Von den übrigen bisher veröffentlichten Aufstiegen wurden für den von Maletzke am 30. 6. 1932 ausgeführten Flug die Aufwindgebiete eingezeichnet. Sie ergeben, wie schon im vorigen Abschnitt erwähnt, eine deutliche reihenweise Anordnung quer zur Windrichtung, die dann dem Schema in Abb. 4 zugrunde gelegt wurde. Dieser Flug ist noch dadurch interessant, daß auch bei ihm ein Aufwindgebiet der größeren Geschwindigkeit von 5,0 m. p. s. ebenfalls mit kleiner horizontaler Ausdehnung beobachtet wurde, als dessen Ursprungsort mit ziemlicher Sicherheit vom Flieger eine Schneise erkannt wurde. Die Übertemperatur eines derartig starken Aufwindstromes wurde in den beiden in der Arbeit veröffentlichten Fällen mit mehr als 3° C angegeben. Es muß sich daher bei derartigen Aufwindgebieten um Teile der bodennahen Luftschicht handeln, deren Temperaturvermehrung unter Schutz gegen leichte Emporführung längere Zeit hindurch ungestört vor sich gehen konnte, bis durch eine passende Verteilung des Bodenwindes schließlich ihr Aufsteigen ausgelöst wurde.

In die Abb. 1a wurden noch zwei Aufwindgebiete aufgenommen, die O. Fuchs am 13. 5. 1931 festgestellt hatte. Sie wurden im Gegensatz zu den beiden anderen abends und nicht mittags beobachtet. Der Flug wurde bei sehr schwachem Wind aus westlicher Richtung ausgeführt und zeigt, daß auch bei schon tieferem Sonnenstand noch eine thermische Konvektion zustande kommt. Es sei in diesem Zusammenhang auf die in Tabelle 1 gegebene Tageseinteilung der thermischen Vertikalbewegung nach Höhdorf und Marquardt hingewiesen, nach der die Auslösung von Warmluftströmen am Erdboden bis in die Zeit vor Sonnenuntergang andauert. Eine Vermessung von Segelflügen in der eigentlichen Abendthermik, bei der in Umkehrung der Verhältnisse am Mittag und Nachmittag der thermische Aufwind besonders über Laubwald und Wasser bestehen soll (6), wurde bisher in der meteorologischen Literatur noch nicht mitgeteilt.

In einer Betrachtung über die Form der Aufwindgebiete muß auch der Tromben als einer besonderen Form aufsteigender Luftströme gedacht werden. Hierbei ist es ohne weiteres verständlich, daß die großen Windhosen oder Tromben nicht die geringste Beziehung zu den hier behandelten Aufwindkörpern haben. Sie entstehen zweifellos nicht durch das Aufsteigen einer überhitzten Bodenschicht infolge ihres Auftriebes, sondern wahrscheinlich durch das Herabgreifen einer in der Atmosphäre bestehenden Wirbelbewegung bis zur Erdoberfläche. Grundsätzlich anders ist demgegenüber die Entstehung der Kleintromben anzusehen (9). Bei ihnen handelt es sich unbedingt um das Aufsteigen überhitzter bodennaher Luft mit besonders hoher Geschwindigkeit, durch die dann die Rotation bei dem Einströmen in dem Aufwindschlauch erklärt wird. Schon der Augenschein lehrt nun aber, daß alle derartigen Kleintromben nur eine recht geringe Höhe von einigen Dekametern erreichen. Sie müssen also als Ausgleichvorgänge zwischen den vielfach sehr stark überhitzten bodennächsten Luftschichten in der Stärke der Größenordnung eines Meters mit den darüberliegenden unteren Dekametern der Atmosphäre angesehen werden. Diese Form des Ausgleichs wird immer dann eintreten, wenn die Möglichkeit einer anderweitigen Auslösung des labilen Gleichgewichtes in der untersten Luftschicht fehlt, und wird solange anhalten als die Sogwirkung der aufsteigenden, verhältnismäßig kleinen Luftmasse das Heranziehen neuer Warmluft aus der unmittelbaren Bodennähe ermöglicht. Die Lebensdauer eines solchen Gebildes überschreitet deshalb selten einige Minuten. Aus allem ist zu erkennen, daß die Kleintromben unmittelbar nur für die Vorgänge innerhalb der die unteren Dekameter umfassenden bodennahen Luftschicht von Bedeutung sind. Als Erscheinungsform der hier betrachteten thermischen Konvektion können sie dagegen nicht bezeichnet werden.

6. Die Ablösung der Warmluft vom Erdboden.

Die Voraussetzung für den Aufstieg der Warmluftmassen bildet ihre Ablösung vom Erdboden. Theoretische Betrachtungen, unter welchen Bedingungen dieser Vorgang eintreten kann, sind bisher noch nicht gemacht worden. Sicher erscheint jedenfalls, daß es kaum möglich sein wird, die Überlegungen der allgemeinen Turbulenztheorie darauf anzuwenden. Denn Turbulenzvorgänge allein sind kaum dazu imstande, die Auslösung von aufsteigenden Luftströmen zu veranlassen. Die in der bodennahen Luftschicht bei einer Höhe von mehreren Dekametern möglichen Mischungswege und damit die Lebensdauer und seitliche Ausdehnung der Turbulenzkörper ist so klein, daß Luftmassen, die an einer Stelle zufällig aufsteigen, durch eben dieselben Turbulenzvorgänge auch nach einem sehr kurzen Weg wieder zerschlagen und an einer anderen, nicht weit davon entfernt liegenden Stelle zum Abstieg gezwungen werden. Die Registrierungen an den Leipziger Funktürmen von Fritzsche und Stange (10) zeigen deutlich diese verhältnismäßig kleinen an der Temperatur zu beobachtenden Turbulenzkörper in der bodennahen Luftschicht. Eine großräumige Aufwärtsbewegung kann erst eintreten, wenn größere Teile der bodennahen Luftschicht durch die Gelände- verhältnisse zum Verlassen der unmittelbaren Bodennähe gezwungen werden. Der freie Auftrieb wird mit anderen Worten dann einsetzen, wenn die bodennahe Warmluft meist unter Einwirkung eines Hindernisses gezwungen wird, über kältere Luft zu fließen. Die unter der Wirkung dieses Auftriebes erreichte Aufwärtsgeschwindigkeit ist zunächst entsprechend der Tabelle 3 recht gering. Es vergeht eine Zeit von einer halben bis einer Minute, bis überhaupt sich der von der Warmluftmasse zurückgelegte Weg merklich von der Strombahn einer nicht übertemperierten Luftmasse unterscheidet. Fällt in dieser Zeit die Luftmasse der Zerstörung durch die an einem Hindernis noch gesteigerte Turbulenz anheim, so verbleibt sie unter Mischung mit der unter ihr liegenden Luft in der bodennahen Luftschicht. Die Auslösung eines Aufsteigens findet also nicht statt, wenn das Hindernis zu klein ist oder die Übertemperatur zu gering. In Abb. 7 sind die Vorgänge bei der Auslösung eines aufsteigenden Warmluftstromes an einem mit niedrigem Nadelbuschwerk bestandenen Hügel von 20 m Höhe schematisch dargestellt. Als Grundlage dieser Zeichnung dienten die Stromlinienbahnen, die aus Beobachtungen im Lee einer Sanddüne in Rossitten mit Schwebeballonen gewonnen wurden (11). Auch die Bahn manches Schwebeballones stimmte mit der des hier berechneten Luft-

teilchens überein. Diese Bahn ist in der Abbildung gestrichelt wiedergegeben. Sie beginnt in Punkt A, an dem die bodennahe Warmluft durch den Hügel zum Aufsteigen gezwungen wird. Bei der Zeichnung wurde eine Windgeschwindigkeit am Boden von 2 m. p. s. in der Höhe von 3—4 m. p. s. vorausgesetzt. Die Beschleunigung wurde mit 4 cm/sec^2 angenommen. Es ist leicht zu erkennen, daß bei etwas stärkerem Winde, aber gleichem Auftrieb die Aufstiegsbahn noch in die Zone der Turbulenz über dem Hügelkamm gedrückt würde. In diesem Falle würde der Aufstieg unterbleiben und die Luft der hinter dem Hindernis vermischte weiter am Boden verbleiben. Das Gleiche würde eintreten, wenn bei der angenommenen Windgeschwindigkeit die Auftriebsbeschleunigung nicht die hier angenommenen 4 cm/sec^2 erreichen würde. Man erkennt also hier den Grund, weshalb bei höheren Windgeschwindigkeiten die Auslösungen von Warmluftaufstiegen aus der bodennahen Luftschicht kaum noch stattfinden können, wie es aus den Beobachtungen der Windstruktur in Kapitel 4 bereits gefolgert wurde.

Im übrigen zeigt die Abbildung, daß das Hindernis, an dem die Warmluft zum Aufsteigen kommt, nicht nur durch seine Erhebung über die Erdoberfläche, sondern vor allem auch durch die Zone turbulenter Luftbewegung wirkt, die sich über ihm bildet und den Luftstrom zum Aufsteigen zwingt.

Die in die gestrichelte Bahn eingezeichneten Kreuze zeigen ihre Lage in je 20 Sekunden Abstand an. Es muß nun erwartet werden, daß diese Luftmasse, die bei ihrem Aufstieg die geringere Horizontalgeschwindigkeit aus der Bodennähe nach oben trägt, ihrerseits als Hindernis für die luvwärts vor ihr liegenden warmen Luftmassen auftritt, so daß eine Verbreiterung der Aufstiegsbahn nach Luv erfolgt. Dies würde mit der mutmaßlichen Lage der Ablösungsstellen zu den Hindernissen, insbesondere in Abb. 6, übereinstimmen.

Aus der Betrachtung geht hervor, daß auch Waldränder und ähnliche Grenzen zwischen stark verschiedenen Rauigkeiten der Erdoberfläche eine Auslösung zum Aufsteigen der Warmluftschicht vom Boden bewirken können. Denn allein schon bei dem Übergang von der Oberfläche geringerer Rauigkeit zu der größerer Rauigkeit entsteht eine Vergrößerung der Höhe der bodennahen Turbulenzschicht, die als Hindernis für die Bewegung der bodennahen Luft durch den Wind dient. Daß diese Höhenvergrößerung schon bei einem Hügel mit verhältnismäßig glatter Oberfläche etwa das Doppelte der ursprünglichen Höhe ausmacht, geht aus der Abb. 7 hervor. Auch am Rande eines 20 m hohen Waldes sind ähnliche Strömungsverhältnisse zu erwarten. In Abb. 6a wird die Auslösung des Warmluftaufstiegs durch einen Waldrand verursacht. In Abb. 6b ist offenbar die starke Vergrößerung der Oberflächenrauigkeit des Barackenlagers gegenüber der Waldoberfläche der Grund zum Aufsteigen der über dem Nadelwald herankommenden erwärmten Bodenluft.

Es sei hierbei gleich noch darauf hingewiesen, daß sowohl aus Abb. 1 als auch aus Abb. 6 hervorgeht, daß die bodennahe Luftschicht vor der Ablösungsstelle durchaus nicht immer über ein vollkommen ebenes Gelände ohne Änderung der Rauigkeit zu fließen braucht. Gerade Abb. 1 zeigt, daß das etwa 5 bis 8 km nach Luv gehende Vorgelände der Aufstiegsstellen der Warmluft um den Griesheimer Flugplatz einen großen Teil des den Platz umgebenden Nadelwaldes mit umfaßt. Beim Übergang von dem Gebiet höherer Rauigkeit, das der Nadelwald darstellt, zu dem Gebiet geringerer Rauigkeit als das der Flugplatz angesprochen werden muß, findet also keine Auslösung von Warmluftaufstiegen statt. Dieser Sachverhalt entspricht der eingangs dieses Abschnittes bei Besprechung der Abb. 7 abgeleiteten Erkenntnis, daß eine Ablösung der Warmluft vom Boden nur dann erfolgt, wenn für eine vorgegebene mögliche thermische Beschleunigung die Windgeschwindigkeit hinreichend klein und die Hindernishöhe hinreichend groß ist. Dieser Fall tritt offenbar ein, wenn der Waldrand im Luv des Bodenwindes liegt, während eine Ablösung nicht mehr

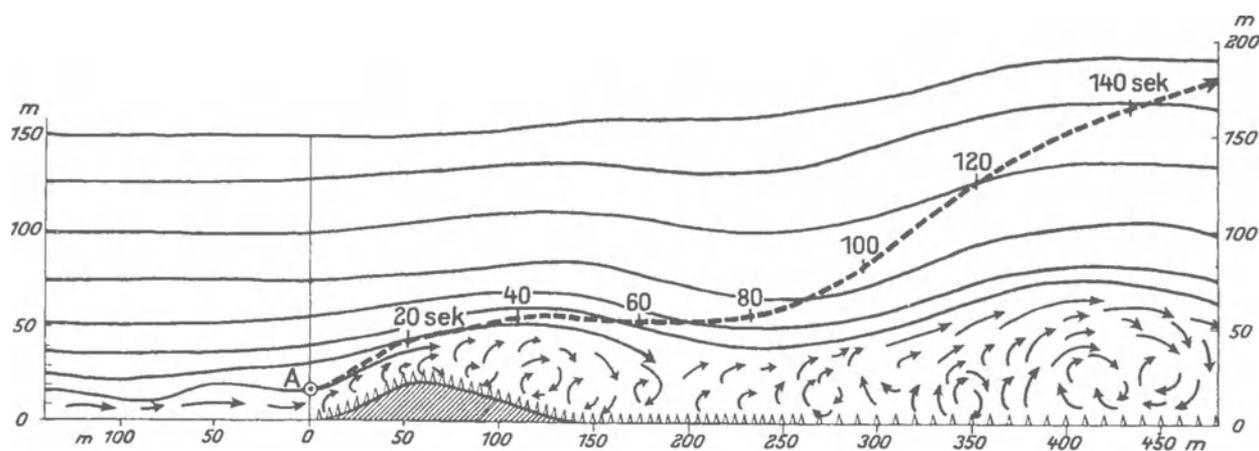


Abb. 7. Die Aufstiegsbahn einer von A aus vor einem Hügel bei 2 m. p. s. Boden und 4 m. p. s. Höhenwind mit 4 cm/sec^2 Beschleunigung aufsteigenden Warmluftmasse. (Dargestellt im Stromlinienschema um einen Hügel nach K. O. Lange.)

stattfindet, wenn sich der Waldrand im Lee befindet. Daß an sich auch „negative Hindernisse“ wie plötzlicher starker Abfall des Geländes oder vielleicht sogar eine besonders starke Abnahme der Rauigkeit das Aufsteigen von Warmluft auslösen können, bleibt von dieser Feststellung unberührt. Es ist ja ohne weiteres einzusehen, daß auch solche Formen der Oberflächengestaltung eine Ablösung der bodennahen Luftschicht vom Boden begünstigen, und mehrere Schwebellonaufstiege, von denen in dieser Arbeit in Abb. 2b ein Beispiel gegeben ist, liefern den Beweis hierfür. Die Ablösung der Warmluft am Luvrand und ihre Nichtablösung am Leerand weist aber eindeutig darauf hin, daß die positiven Hindernisse, bei denen in der Windrichtung eine Zunahme der Geländehöhe und der Bodenrauigkeit besteht, stärker wirksam sind als die negativen Hindernisse gleichen Unterschiedes an Höhe und Rauigkeit.

Besonders die Schwebellone zeigen, daß als Hindernisse für die Auslösung von Warmluftaufstiegen nicht nur Teile der Erdoberfläche selbst, sondern auch Luftmassen in Frage kommen, die aus irgend einem Grunde kälter als die Warmluftmassen sind und wegen der Geländegestaltung eine zur Störung des Bodenvindes genügende Höhe erreichen. Als Beispiel hierfür zeigt die Abb. 2a das Aufsteigen des Schwebellons bereits über dem Roten Moor und nicht erst über dem hinter ihm liegenden Waldrand. Der Aufstieg wird also hier nicht erst durch den Waldrand, sondern aller Wahrscheinlichkeit nach bereits durch den Rand der vor dem Walde gestauten Kaltluft ausgelöst, die ursprünglich über dem Moor lagerte.

Auf die Bedeutung, die durch diese Erkenntnis die Grenze der Wolkenschatten an Kumulustagen für die Auslösung von aufsteigenden Luftströmungen gewinnt, sei in dieser Arbeit, die sich ausdrücklich nur mit wolkenfreien Tagen beschäftigt, nur hingewiesen.

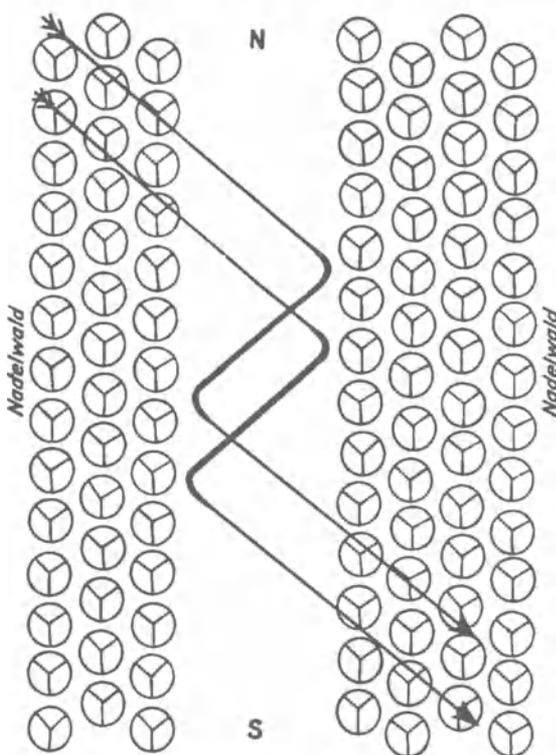
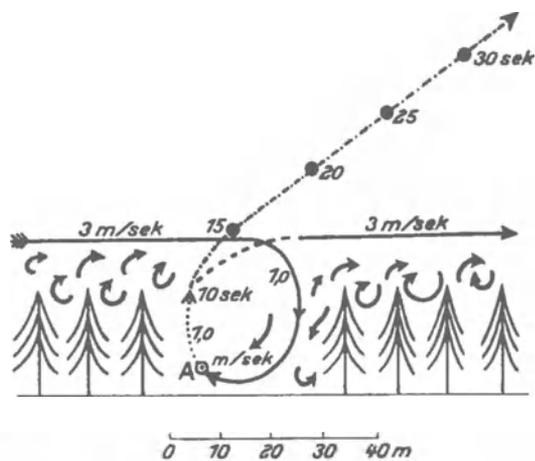


Abb. 8. Auslösung eines Warmluftaufstieges mit einer Beschleunigung von 8 cm/sec^2 über einer Schneise.

In der hier versuchten allgemeinen Betrachtung der thermischen Konvektion muß auch der Fall behandelt werden, daß in einer weit ausgedehnten vegetationslosen oder niedrig bewachsenen Ebene überhaupt jedes Hindernis fehlt, an dem die Auslösung von aufsteigender bodennaher Warmluft eintreten könnte. In diesem Falle wäre man zunächst zu der Ansicht geneigt, daß sich aufsteigende Luftgebilde der hier bisher beschriebenen Art nicht bilden können, so daß wenigstens in diesem Falle die Abführung der Wärme vom Boden in die Höhe nur durch Austauschvorgänge nach Erreichung eines hinreichenden überadiabatischen Gradienten erfolgen könne. Tatsächlich übersteigt nun aber auch in der Wüste das Temperaturgefälle nur unwesentlich das adiabatische. Andererseits erweisen die Untersuchungen an dem von Dr. Haude in der Gobi gesammelten Material über den Wärmehaushalt (12), daß auch in der Wüste die an die Luft abgegebene Wärmemenge keineswegs der nachsteht, die bei gleichen Einstrahlungsverhältnissen auch in Gegenden mit ungleichmäßiger Bedeckung der Erdoberfläche beobachtet wird. Eine Minderung der Leistung des Wärmetransportes wäre aber bei ausschließlichem Bestehen von Austauschkörpern mit ihren verhältnismäßig kleinen Dimensionen gegenüber den Wirkungen der Aufwindströme bestimmt zu erwarten. So muß angenommen werden, daß auch in Wüsten und Steppen thermische Aufwinde durch Aufsteigen der warmen bodennahen Luftschichten zustande kommen. Sie werden in vielen Fällen auch durch das Segeln von Geiern noch in größeren Höhen erwiesen. Als Hindernis, durch das die Ablösung der Warmluft vom Boden erreicht wird, müssen hier aller Wahrscheinlichkeit nach die zahlreichen Kleintromben angesehen werden, die sich bald nach Beseitigung der nächtlichen Bodeninversion über der Wüste zu bilden pflegen (13). Über die Entstehung derartiger Luftwirbel ist am Ende des vorigen Abschnittes bereits das Erforderliche gesagt worden. Daß sie als Hindernisse für die Bewegung der bodennahen Luftschicht wirken, ergibt schon ihre Entstehung durch Aufwärtsstrudeln der besonders langsam bewegten bodennächsten Luftschichten. Auch ihre Lebensdauer von einigen Minuten reicht völlig

aus, um das Aufsteigen von Warmluftmassen einzuleiten, die später dem Eigengesetz des thermischen Auftriebs unterliegen.

Außer den hier bisher genannten Formen der Ablösung vom Erdboden, die für die gesamte bodennahe Luftschicht gelten, finden sich bestimmt auch Ablösungen begrenzter kleinerer Gebiete warmer Bodenuft. Als solche wurden in den vorangehenden Abschnitten bereits die vermutlich aus Schneisen oder Bodensenken herstammenden meist stark überhitzten Warmluftkörper erwähnt. Solche Gebilde wären mit einer besonderen Berechtigung als „Thermikblasen“ zu bezeichnen, da bei ihnen ein länger andauernder Nachschub wegen der geringen zur Verfügung stehenden Luftmenge vermutlich völlig fehlt. Solche Warmluftmassen werden demnach zwar ziemlich schnell wegen der aus ihrer höheren Übertemperatur folgenden stärkeren Auftriebsbeschleunigung eine größere Höhe erreichen, aber nur eine geringe Lebensdauer besitzen.

In Abb. 8 ist an dem Beispiel einer Schneise eine Form der Entstehung solcher Aufwindkörper erklärt. Angenommen ist, daß die Waldschneise in einem Kiefernwalde etwa in Nord-Südrichtung liegt und vom Nordwestwind getroffen wird. Dann entwickelt sich zur Mittagszeit in diesem Luftraum eine erhebliche Übertemperatur. In dem vorliegenden Beispiel wurde sie mit $2,5^{\circ}\text{C}$ gegenüber der darüber streichenden Luft angenommen, was einer Auftriebsbeschleunigung von 8 cm/sec^2 entspricht. Nach den Untersuchungen von Albrecht und Grunow (14) in vom Wind schräg angeblasenen Großstadtstraßen, die ein ganz ähnliches Profil wie die hier angenommene Schneise hatten, findet man nun in einem derartigen Ausschnitt der Oberflächenbedeckung auf der Schneisenseite, die im Luv des Windes liegt, ein Absteigen der Luft, auf der anderen Seite ein Aufsteigen statt. Der Aufstieg der in der Schneise befindlichen Warmluft muß vom Punkte A an gerechnet werden. Er setzt naturgemäß nur ein, wenn eine zur Bildung des hier gezeichneten vertikalen Geschwindigkeitsprofils also zur Ausräumung der Schneise hinreichende Horizontalgeschwindigkeit in der bodennahen Luftschicht besteht. Bei der an Strahlungstagen herrschenden Windstruktur wird also der Warmluftaufstieg aus der Schneise nur dann zustande kommen, wenn sie von einer Sonnenböe getroffen wird. Die zwischen den Sonnenböen liegenden Zeiten mit geringer Windgeschwindigkeit ermöglichen immer wieder die Entstehung einer Luftmasse erheblicher Übertemperatur in der Schneise. Wird die Windgeschwindigkeit zu groß, so verschwinden, wie im Abschnitt 4 dargelegt, die Sonnenböen und es findet von dem dann ziemlich ununterbrochen fließenden Horizontalwind auch eine gleichmäßige Durchlüftung der Schneise statt, so daß auch dort die Bildung von Warmluftmassen unterbleibt, die zu einem thermischen Aufstieg befähigt wären. Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß die gelegentlich zu beobachtenden Aufwindkörper besonders hoher Übertemperatur nur als Sekundärererscheinungen der allgemeinen Aufwindstruktur der Atmosphäre an Strahlungstagen gewertet werden können, die bei einer besonderen Struktur der Bodenbedeckung auftreten.

7. Die Aufzeichnung der thermischen Konvektion durch die meteorologischen Registrierungen.

Aus den Erörterungen in Abschnitt 4 ist zu erwarten, daß die Aufwinde der thermischen Konvektion Änderungen in dem Gang der meteorologischen Elemente hervorbringen. Diese müssen sich trotz ihres verhältnismäßig geringen Umfanges sogar an den normalen Registrierungen nachweisen lassen. Die größten Änderungen sind für die Windgeschwindigkeit zu erwarten. Sie wurden bereits im Abschnitt 4 ausführlich besprochen. Es muß aber auch angenommen werden, daß die an Strahlungstagen stets zu bemerkende Temperatur- und Feuchteunruhe, sowie kleine Änderungen im Gang des Luftdrucks durch die am Beobachtungsort vorbeiziehenden Aufwindgebiete veranlaßt werden. Die Änderungen aller meteorologischen Elemente müssen in diesem Falle in einer gegenseitigen Beziehung stehen. In der Abb. 4f ist der Versuch gemacht worden, die Größenordnung dieser Änderungen schematisch anzugeben. Ausgewählt wurde der Fall, daß sich die Aufwindgebiete im Anfangsstadium ihrer Entwicklung befänden und zentral über den Beobachtungsort hinwegzögen. Selbstverständlich sind beide Voraussetzungen nur sehr selten erfüllt und es muß daher mit beträchtlichen Abweichungen von dem dort gegebenen Schema von vornherein gerechnet werden. Aus ihnen Folgerungen für die Entwicklung der Aufwindgebiete zu ziehen, ist vor allem deswegen sehr schwer, weil über die zeitlichen Änderungen der Aufwindgebiete aus dem bis jetzt veröffentlichten Beobachtungsmaterial nur wenige Schlüsse gezogen werden können.

Alle diese Schwierigkeiten dürfen aber meines Erachtens keinen Grund dafür bilden, auf die Betrachtung der Registrierungen an Aufwindtagen überhaupt zu verzichten. Vor allem muß festgestellt werden, ob die gegenwärtig üblichen Aufzeichnungsmethoden schon zu einer Deutung herangezogen werden können. Denn die Vorgänge in der bodennahen Luftschicht lassen sich nur durch genaue Bodenbeobachtungen ermitteln.

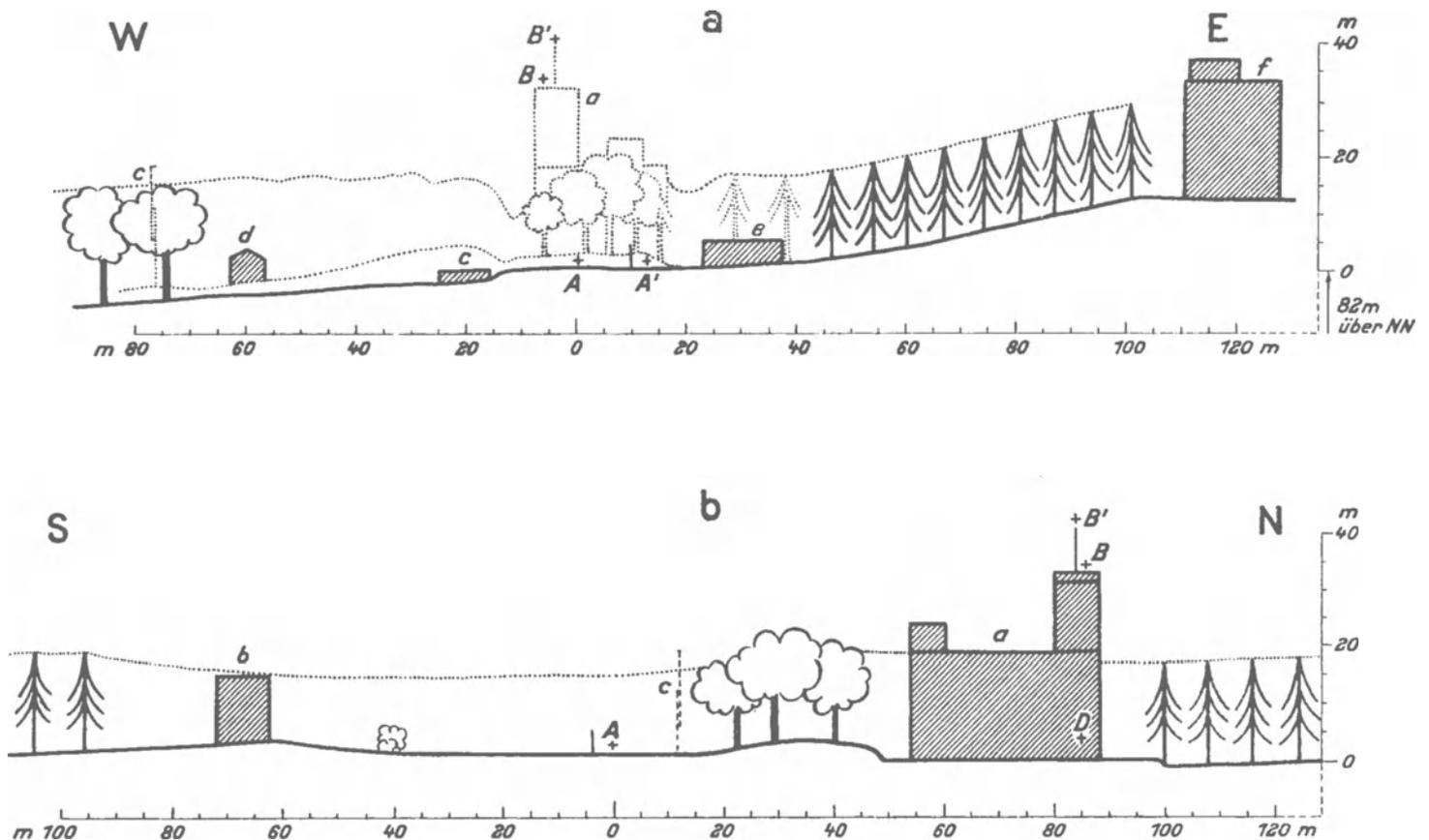


Abb. 9. Schematischer West-Ost- und Nord-Süd-Schnitt durch das Beobachtungsgelände des Meteorologischen Observatoriums Potsdam.

Zur näheren Untersuchung wurden die Registrierungen an zwei Strahlungstagen in Potsdam ausgewählt. Ehe auf sie weiter eingegangen wird, müssen die Aufstellung der Meßgeräte und die mikroklimatischen Bedingungen am Potsdamer Meteorologischen Observatorium kurz behandelt werden. Zu diesem Zweck ist in Abb. 9 ein West-Ostschnitt und ein Nord-Südschnitt durch die Thermometerhütte auf der Beobachtungswiese des Observatoriums dargestellt. In ihm sind die Gebäude mit kleinen lateinischen Buchstaben bezeichnet. Hierbei bedeutet a das Observatoriumsgebäude, b ein zweigeschossiges Steinhaus, c und d je ein eingeschossiges, nicht unterkellertes Holzgebäude, e ein eingeschossiges Steingebäude und f ein dreigeschossiges Wohnhaus. Die Beobachtungsstellen sind durch große Buchstaben angegeben. Es bedeutet A die Thermometerhütte auf der Wiese, A' das Kontaktanemometer auf der Wiese, B die Thermometerhütte, B' das Fueßsche Universalanemometer auf dem Turm des Observatoriums. C ist ein Mast mit elektrischen Registrierinstrumenten insbesondere für die Temperatur im Walde, D der Stand des Sprung-Fueßschen Waagebarographen im Gebäude des Observatoriums. Der Baumbestand ist nach Ausdehnung und Art schematisch angedeutet. Die Zahl der Bäume wurde nicht genau dargestellt, so besteht die Baumgruppe im Süden des Observatoriums aus 17 Eichbäumen, von denen nur vier gezeichnet wurden. Die punktierte, die Baumkronen verbindende Linie gibt die Höhe des Waldes an, die in dem oberen Schnitt außerdem noch eingetragene punktierte Linie ist die Höhenlinie eines von Osten nach Westen verlaufenden kleinen Hügels, auf dem auch die Baumgruppe steht. Die Beobachtungswiese des meteorologischen Observatoriums bietet also ein typisches Beispiel für einen durch verschiedene Bodenbedeckung stark unterteilten Teil der Erdoberfläche. Die Ausmaße der von der Wiese gebildeten Ausholzung sind $70 \times 100 \text{ m}^2$ bei fast 20 m Gesamthöhe der sie umgebenden Bäume. Die Fläche der Wiese ist demnach zu groß als daß sich bei ihr eine Sonderzirkulation nach der Art von Abb. 8 einstellen könnte.

Die Auswertung der Registrierstreifen verlangte vor allem eine genaue zeitliche Festlegung der einzelnen Werte. Hierzu stand für die Registrierungen auf der Wiese ein großer und auf dem Turm ein kleiner Thermograph zur Verfügung. Beide Apparate hatten Wochentrommeln. Der Hygrograph hatte auf der Wiese eine Tagestrommel, auf dem Turm eine Wochentrommel. Die Registrierungen mit Wochentrommel hatten eine sehr kurze Stundenlänge von 3 mm. Für die Temperaturregistrierung stand auf der Wiese noch ein in den letzten 5 Jahren in Betrieb gehaltener elektrischer Thermograph mit einer Stundenlänge von 3 cm zur Verfügung. Ohne weiteres ausreichend war die Zeitbestimmung bei dem Fueßschen Universalanemometer mit einer Stundenlänge von 2 cm. Auch die Zeitachse der Sprung-Fueßschen Waagebarographen genügte mit einer Stundenlänge von 1 cm den hier zu stellenden Anforderungen an die

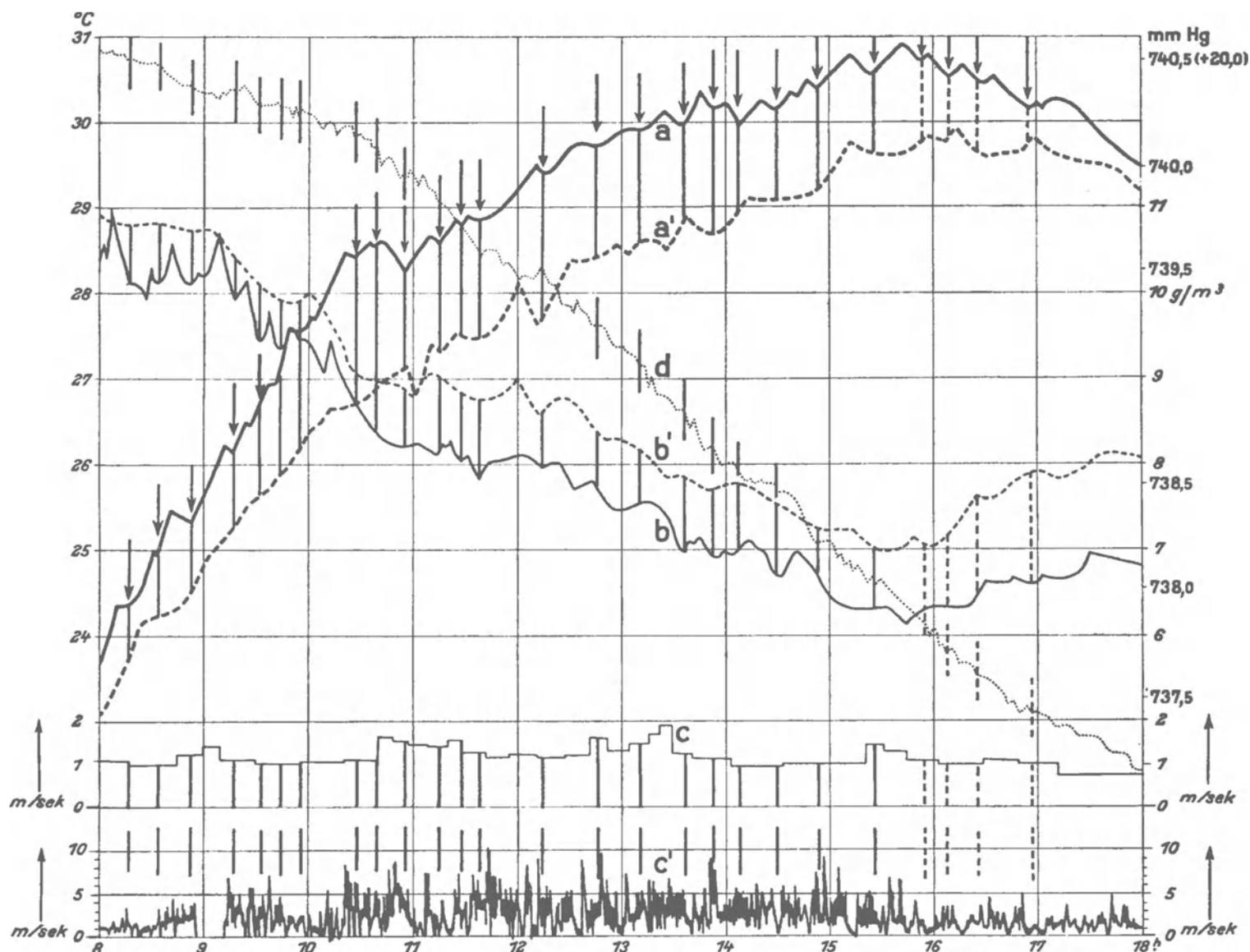


Abb. 10. Zusammenstellung der Registrierungen von Temperatur (*a*), Luftfeuchte (*b*), Wind (*c*) und Luftdruck (*d*) auf Wiese und Turm (gestrichelte Buchstaben) des Meteorologischen Observatoriums Postdam an einem klaren Tag mit Südwind (7. 6. 1939).

Genauigkeit. Um auch die gewöhnlichen Hüttenregistrierungen verwenden zu können, wurden die Registrierstreifen auf photographischem Wege bis zu einer Stundenlänge von 1,5 cm vergrößert. Hierdurch wurde eine hinreichend genaue zeitliche Auswertung ermöglicht, wenn bei Gewinnung der Registrierung auf eine hinreichend feine Schrift der Registrierfeder Wert gelegt war. Ein Vergleich mit der elektrischen Registrierung, der für den Thermographen auf der Wiese möglich war, ergab eine recht befriedigende Übereinstimmung.

Zur Auswahl gelangten ein klarer Tag mit Südwind und einer mit Westwind. Die Auswertung der Registrierungen ist in den Abbildungen 10 und 11 dargestellt. In ihnen bedeutet *a* und *a'* die Temperaturaufzeichnungen auf der Wiese bzw. auf dem Turm. In *b* und *b'* ist die absolute Feuchtigkeit auf Wiese und Turm dargestellt, die aus den Registrierungen von Temperatur und relativer Feuchtigkeit durch Berechnung in Abständen von meist wenigen Minuten, also fast punktwise erhalten wurde. *c* gibt die Registrierungen des Kontaktanemometers auf der Wiese in Stufenkurven und *c'* in Abb. 10 die Registrierung der Staudüse auf dem Turm wieder, während in Abb. 11 auch nur die Stufenkurve der Kontaktregistrierung zur Verfügung stand. Die punktierte Kurve *d* endlich ist die Aufzeichnung des Sprung-Fueßschen Waagebarographen im Observatoriumsgebäude.

Betrachtet man zunächst die in Abb. 10 dargestellten Verhältnisse an einem klaren Tage mit Südwind näher, so ist festzustellen, daß die auf der Wiese registrierte Windgeschwindigkeit nur etwa den dritten Teil der auf dem Turm aufgezeichneten beträgt. Dieses Ergebnis ist aus der Darstellung des Schnittes durch das Beobachtungsgelände in NS-Richtung in Abb. 9 ohne weiteres zu erwarten, da der Südwind sowohl von dem Gebäude *b* als auch von der Baumgruppe vor dem Hauptgebäude *a* stark gebremst wird. Das Fehlen einer Feinregistrierung auf der Wiese macht sich bemerkbar, da man bei ihrem Vorliegen möglicherweise Schlüsse auf die Einwirkung der einzelnen Zeiten mit Sonnenböen auf dem Turm auf die

Windverhältnisse auf der Wiese hätte ziehen können. Die Windregistrierung auf der Wiese ist also wesentlich unvollkommener als die auf dem Turm. Umgekehrt war leider in dem vorliegenden Falle die Aufzeichnung des Thermographen und Hygrographen auf dem Turm zu dick, als daß eine Feinstruktur bei ihnen hätte abgelesen werden können. Auch die Eintrittszeiten der Maxima und Minima von Temperatur und Feuchtigkeit sind deswegen hier leider nicht genau festzulegen. Dagegen ist die Registrierung von Temperatur und Feuchtigkeit auf der Wiese auch zeitlich sehr gut auswertbar.

Bei allen Versuchen, aus diesen Aufzeichnungen weitere Schlüsse zu ziehen, müssen die eingangs dieses Abschnittes erörterten Schwierigkeiten als Faktoren, die eine gewisse Unsicherheit aller Deutungsversuche notwendigerweise bedingen, angesehen werden. Gleichwohl soll auf die eingehendere Besprechung der Registrierungen nicht verzichtet werden, weil sie vor allem die der Methode innewohnenden Möglichkeiten erkennen läßt.

Für die Temperatur und Feuchtigkeit ist ohne weiteres anzunehmen, daß beide Erscheinungen in dem Sinne parallel laufen, daß Luft, die aus der Höhe kommt, sowohl kälter als auch trockener ist als die Luft, die bisher in Bodennähe gelegen hatte und später an dem Anstieg der Warmluft teilnahm. Um eine Synchronisierung zu erreichen, sind die auf der Wiese registrierten Temperaturrückgänge mit Pfeilen bezeichnet und von ihnen aus Zeitmarken durch alle registrierten Elemente gezogen. Es zeigt sich, daß auf der Wiese tatsächlich in den meisten Fällen Temperatur- und Feuchterückgänge zusammenfallen. Es ist auch zu erkennen, daß die Höchstwerte der Windgeschwindigkeit, die auf dem Turm registriert wurden, nicht mit diesen Temperaturrückgängen übereinstimmen, sondern häufig auf Zeiten mit sekundären Höchstwerten der Lufttemperatur fielen. Als Beispiele seien besonders die Zeiten zwischen 9 und 11 und zwischen 15 und 16 Uhr genannt. Auch die Spitzenwerte des Luftdruckes fallen in diesen Zeiten in das Gebiet der höchsten Windgeschwindigkeiten und Lufttemperaturen. Ein solcher Sachverhalt würde etwa bei einem zentralen Vorüberziehen der in Abb. 4d dargestellten Aufwindgebiete über die Station zu beobachten sein, wobei als Temperaturkurve nur die Kurve ϑ_B^1 in Frage kommt. Deutlich erkennt man aus der genannten Abbildung *f*, daß das Maximum von Wind, Temperatur und Luftdruck etwa bei Kilometer 6 der in Abb. 4d eingezeichneten Skala liegt. Das Minimum liegt in dieser Darstellung bei Kilometer 3 für die Temperatur und bei Kilometer 2 für den Luftdruck. Auf die Selbstverständlichkeit, daß die Registrierungen in der Natur, noch dazu im durchschnittlichen Gelände, die Verhältnisse keineswegs so rein wie das Schema wiedergeben können, zumal ja auch die Aufwindgebiete selten den Beobachtungsort zentral passieren werden, braucht nach dem eingangs dieses Abschnittes Gesagten nicht mehr besonders hingewiesen zu werden. Bei anderen Temperaturrückgängen besonders in der Zeit zwischen 12 bis 15 Uhr stimmten gerade die Tiefstwerte der Temperatur und Feuchte mit Höchstwerten des Luftdruckes besser überein. Hierbei war die Windgeschwindigkeit anscheinend systematisch stark erniedrigt. Für diesen Zustand gibt die Abb. 4f keine Beispiele, er könnte aber in dem schmalen Gebiet am Boden beobachtet werden, das nach der Ablösung des Fußes des Warmluftstromes vom Boden unmittelbar luvwärts vor dem Warmluftstrom liegt. Die Registrierung dieser Erscheinung würde dann zeigen, daß tatsächlich nicht nur ein Wandern der Warmluftgebiete über den Boden stattfindet, sondern daß die aufsteigenden Warmluftmassen und die Verteilung der sie speisenden bodennahen Warmluft über den Boden zeitlichen Veränderungen unterliegen. In Abb. 4f ist auf diese Möglichkeit lediglich dadurch Rücksicht genommen, daß mit der Kurve ϑ_B^2 eine weitere Temperaturverteilung am Boden dargestellt wurde. Sie liegt zeitlich etwas vor dem endgültigen Ablösen der Warmluft vom Boden, also vor der soeben erörterten Phase.

Natürlich gibt das hier vorgelegte Material an sich noch keineswegs die Möglichkeit, die Lebensgeschichte der Aufwindströme auch nur einigermaßen quantitativ zu erfassen, doch deutet sie immerhin die Richtung an, in der neben der Segelflugforschung die Untersuchung der thermischen Aufwinde weitergetrieben werden kann. Als besondere Merkwürdigkeiten sei hier wenigstens noch auf die Fälle hingewiesen, in denen am Nachmittag von 15½ bis 17 Uhr bei sehr schwachem Wind bei Rückgängen von Temperatur und Luftdruck Anstiege der Feuchtigkeit beobachtet wurden. Die Gegenläufigkeit von Temperatur und absoluter Luftfeuchtigkeit kann nur dadurch erklärt werden, daß die von oben kommende Luftströmung an der starken Feuchtequelle vorbeiging, die die Laubbäume neben der Wiese bilden. Es scheint sich im übrigen hier wieder um Fälle des zuerst behandelten jüngeren Stadiums der Aufwinde zu handeln, da in den Zwischenzeiten zwischen den gestrichelt gezeichneten Zeitmarken zu den Kaltlufteinbrüchen anscheinend meist Maxima des Luftdruckes bestanden. Ob tatsächlich auf die Erscheinung, daß jüngere Formen der Aufwindkörper am Vor- und Nachmittag, die älteren um Mittag über dem Potsdamer Observatorium beobachtet wurden, Wert gelegt werden könnte und daraus der Schluß gezogen werden sollte, daß die Ablösungsstellen der Aufwindströme im Laufe des Tages auch bei gleichbleibender Windrichtung sich mit dem Sonnenstande gesetzmäßig ändern, kann natürlich aus den Beobachtungen dieses einen Tages nicht entschieden werden.

Zur Ermittlung der Ausmaße der Aufwindgebiete verwendet man zweckmäßig die Temperatur- und Feuchterückgänge, da sich bei Wind und Luftdruck anscheinend auch Turbulenzvorgänge der durch die thermische Konvektion bedingten Struktur überlagern. Man erhält aus den Vormittags- und Mittagsstunden bei etwa 16 km/h drei bis vier Rückgänge je Stunde, während in den späten Nachmittagsstunden von 15 bis 17 Uhr nur zwei bis drei Rückgänge bei 12 km/h zu beobachten sind. Die mittlere Abmessung des ein Aufwindgebiet ergänzenden Warmluftgebietes am Boden in der Windrichtung beträgt hiernach 4,5 km. Dieser Wert ist nur zwei Drittel des in Abb. 4 nach den Segelfluguntersuchungen angenommenen Wertes von etwa 7 km für die gleiche Strecke. Über die Gründe für diesen vermutlich durch die Verschiedenheit des Geländes bedingten Unterschied kann hier natürlich noch nichts ausgesagt werden.

In Abb. 11 ist als weiteres Beispiel der synchronen Aufzeichnung meteorologischer Registrierungen in Potsdam die Darstellung des 26. 8. 1930 gegeben. An diesem Tage herrschte Westwind. Im Gegensatz zu den Verhältnissen bei Südwind, wo sich Turm und Wiese in der gleichen Luftmasse befinden, wo also auf die Turmregistrierung, wie im vorigen Beispiel verzichtet werden kann, ist bei Westwind die Aufzeichnung von Temperatur und Feuchte auf der Wiese nicht ohne weiteres mit der Windaufzeichnung auf dem Turm und der Barographenkurve im Turm zu vergleichen, da die Hütte auf der Wiese um 80 m quer zur Windrichtung vom Turm entfernt liegt. Glücklicherweise ist in dem vorliegenden Falle die Aufzeichnung auf dem Turm hinreichend fein, was in der Abb. 11 auch aus den zahlreichen Einzelheiten, die sie erkennen läßt, hervorgeht. Tatsächlich stimmen, wie eben bemerkt, die auf der Wiese beobachteten Rückgänge von Temperatur und Feuchte, die wie im vorigen Beispiel für die Zeichnung der Zeitmarken benutzt wurden, nicht mit denen auf dem Turm genau überein. Betrachtet man hier die Rückgänge von Temperatur und Feuchte auf dem Turm im Zusammenhang mit Luftdruck und Wind, so erkennt man wieder sowohl Luftdruckhöchst-

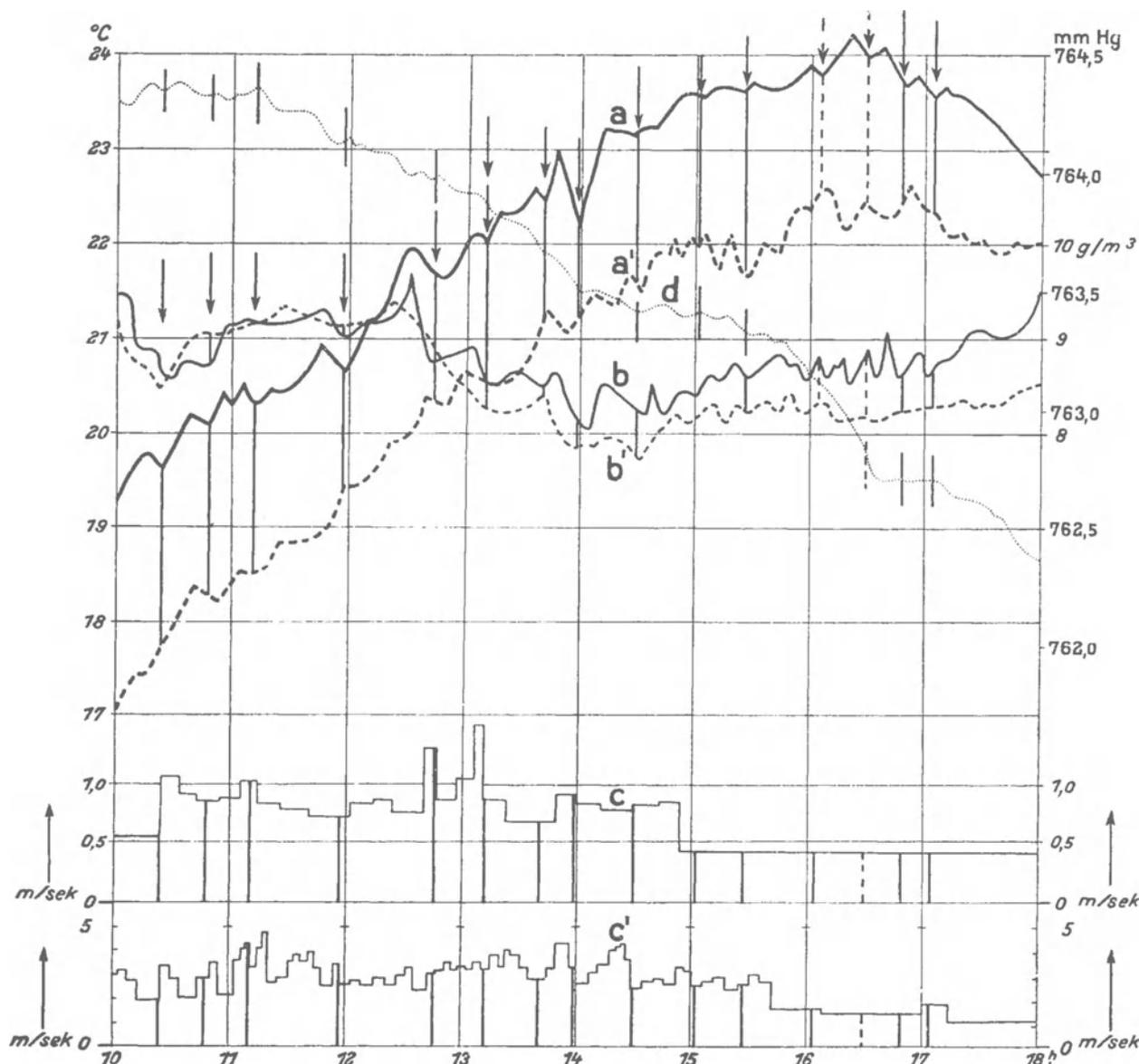


Abb. 11. Zusammenstellung der Registrierungen von Temperatur (*a*), Luftfeuchte (*b*), Wind (*c*) und Luftdruck (*d*) auf Wiese und Turm (gestrichene Buchstaben) des Meteorologischen Observatoriums Potsdam an einem klaren Tage mit WNW-Wind (26. 8. 1930).

werte, die zwischen zwei Temperaturrückgänge fallen, also nach der vorher gegebenen Anschauung mit dem jüngeren Entwicklungszustand eines Aufwindkörpers zusammenhängen, als auch solche, bei denen die Temperaturrückgänge mit Höchstwerten des Luftdruckes zusammenfallen, bei denen also ein späterer Entwicklungszustand vorliegen müßte. Hierbei scheint der erstere Typ nur zweimal in der Zeit vor 11 Uhr aufzutreten, während später der zweite Typ vorherrscht. Die Windregistrierung kann hier nur ergänzend zur Betrachtung herangezogen werden, da für sie keine Staudüsenregistrierung vorlag. Temperatur und Feuchte scheinen auf dem Turm ganz überwiegend gleichsinnig zu verlaufen. Die Registrierung auf der Wiese zeigt neben einem ebenfalls meist gleichsinnigem Verlauf von Temperatur und Feuchte mehrfach Spitzen der Windgeschwindigkeit, die mit Temperaturrückgängen zusammenfallen. Auch hierbei erreicht aber die Windgeschwindigkeit auf der Wiese höchstens die Hälfte der auf dem Turm zu messenden. Die Häufigkeit der Temperaturrückgänge in der Zeit von 10 bis 15½ Uhr ist zwei bis drei in der Stunde bei einer Windgeschwindigkeit von 11 km/h. Es ergibt sich also auch in diesem Beispiel für die Längserstreckung eines Aufwindgebietes in der Windrichtung der Wert von 4,5 km. Für die Zeit von 15½—17 Uhr entfallen 3 Temperaturrückgänge auf eine Stundengeschwindigkeit von 5 km/h. Hier handelt es sich also um Ergänzungsgebiete mit der nur kleinen Ausdehnung von 1,7 km in der Windrichtung. Wenn auch anzunehmen ist, daß bei diesen Aufwindgebieten die Breitenausdehnung wegen der geringeren Windgeschwindigkeit größer ist als bei den früher beobachteten, so kann es sich bei diesen abendlichen Aufwindgebieten nur um Aufstiegsbewegung wesentlich kleinerer Luftmassen handeln. Diese Beobachtung wäre dann ein Hinweis dafür, daß die Ausdehnung der Aufwindgebiete mit Geringerwerden der an die Luft abzuführenden Wärmemenge kleiner wird. Denn nach 15½ Uhr nimmt Ende August die Bodenbestrahlung schon erheblich ab.

In diesem Zusammenhang sei auch auf den täglichen Gang der absoluten Feuchtigkeit hingewiesen, dessen Minimum am frühen Nachmittag allgemein durch den dann am stärksten wirksamen Luftaustausch erklärt wird. Die Abb. 10 und 11 zeigen, daß die Verminderung der in Kurve *b* dargestellten absoluten Feuchtigkeit absatzweise mit der bei den Temperaturrückgängen stattfindenden Kaltluftzufuhr aus der Höhe geschieht. Die mit zunehmender Tageszeit geringer werdende Feuchtigkeit zwingt also zu der Annahme, daß die den Erdboden erreichende Kaltluft aus immer größeren Höhen stammt, je weiter der Tag fortschreitet. Dies setzt voraus, daß die vom Boden aus aufsteigende Warmluft mit fortschreitender Tageszeit auch immer höher emporsteigt. Die Ursache der Änderung der Herkunftshöhe ist natürlich leicht in der allmählichen Zunahme des Temperaturgradienten im Laufe des Tages zu erblicken, der im Sommer bei der tiefsten absoluten Feuchtigkeit am Boden am frühen Nachmittag auch gerade die Adiabate erreicht. Unter dieser Voraussetzung ließen sich sogar Angaben über die Herkunftshöhe der mittags am Boden beobachteten trockenen Luftmassen machen. Z. B. entsprach die spezifische Feuchte von 6,2 g/kg, die als Minimalwert um 15½ am 6. 7. 1939 beobachtet wurde, nach der Feuchtekurve dieses Tages, die in Lindenberg beobachtet wurde, etwa einer Herkunftshöhe von 1000 m. Die gegenüber dem Turm wesentlich höhere Lufttemperatur und wesentlich geringere absolute Luftfeuchtigkeit, die die Abb. 10 wiedergibt, zeigt hierbei, daß in der unmittelbaren Nähe der Erdoberfläche sofort eine starke Temperatur- bzw. Feuchteerhöhung stattfindet, wenn die Bedingungen für eine stärkere Wärmeabgabe wie auf der Wiese oder einer stärkeren Wasserabgabe wie über dem den Turm umgebenden Wald vorhanden sind. Selbstverständlich handelt es sich bei der hier einmal angegebenen Herkunftshöhe um eine Mindesthöhe. Es ist anzunehmen, daß die aus der Höhe stammende Kaltluft an ihrem Ausgangsort noch etwas trockener war, also etwas höher lag, was mit den in den früheren Abschnitten gezeichneten Höhen der Aufwindströmungen bis zu 2000 m an klaren Tagen übereinstimmt, und daß sie bei ihrem Absinken durch turbulente Vermischung ihren geringen Feuchtewert etwas eingebüßt hat. Es läßt sich also aus dem täglichen Gang der absoluten Feuchte folgern, daß auch das Absinken der kälteren Luft aus der Höhe ähnlich wie das Aufwärtsströmen der Warmluftmassen, mindestens bei adiabatischen und überadiabatischen Temperaturgradienten, in kompakten Luftmassen vor sich geht, durch die die Eigenschaften der Luft aus der Herkunftshöhe nur wenig verändert bis in die unmittelbare Nähe des Erdbodens gebracht werden.

8. Thermische Konvektion und Austausch.

In den vorangegangenen Kapiteln dieser Arbeit ist das Bestehen von thermischen Aufwinden behandelt worden, die bei Bodenbestrahlung auf einem Querschnitt von etwa einem halben Quadratkilometer eine in den unteren Dekametern der Atmosphäre lagernde Luftschicht, die um ein oder einige Grade wärmer als die darüberliegende Luft ist, nach oben führen. Der Umfang des Ergänzungsgebietes, das die aufsteigende Warmluft speiste, wurde zu einigen Zehnern von Quadratkilometern gefunden. Die Reichweite in der Vertikalen beträgt ein bis zwei Kilometer. Es wurde festgestellt, daß diese Gebilde bei hinreichend starker

Bodenbestrahlung eine ständige Erscheinung sind, wenn die Windgeschwindigkeit nicht zu große Werte annimmt. Dabei überführen sie den weitaus größten Teil der überhaupt vom Boden an die Luft abgegebenen Wärmemenge. Zweckmäßig kann man die so beschriebene Erscheinung deswegen als „thermische Konvektion“ bezeichnen.

Die durch thermische Konvektion aufsteigenden Luftkörper erfüllen so eine Aufgabe, die Wilhelm Schmidt (15) und spätere Forscher dem Massenaustausch der Atmosphäre zugeschrieben haben. Es muß die Frage entschieden werden, ob die hier behandelten Vorgänge unter dem Begriff des Schmidtschen Massenaustausches gefaßt werden können, oder ob ihnen eine auf eigener Gesetzmäßigkeit gegründete Stellung neben dem Massenaustausch zuzuweisen ist. Sicher ist, daß die hier behandelten Körper der thermischen Konvektion wesentlich größere Ausmaße haben, als sie die eigentlichen Turbulenzkörper zu haben pflegen. Doch dürfte die Größe der Körper allein noch keine entscheidende Rolle spielen. Deshalb erwähnt Lettau (17) auch in seiner ausgezeichneten Zusammenfassung „Die atmosphärische Turbulenz“ zunächst mit vollen Recht auch die großen thermischen Aufwindströme nur kurz als Turbulenzvorgänge.

Als ein wesentlicher Unterschied zwischen thermischer Konvektion einerseits und Massenaustausch andererseits muß aber angeführt werden, daß erstere ihr Entstehen ausschließlich dem Auftrieb bodennaher Luftschichten verdankt, während der Massenaustausch seine Energie letzten Endes aus der Reibung des Windes am Erdboden schöpft. Es spielt hierbei keine Rolle, daß selbstverständlich bei adiabatischem Gefälle auch in der freien Atmosphäre ausgelöste Turbulenzkörper eine ziemlich große Reichweite und verhältnismäßig lange Lebensdauer erhalten können. Der Übermittlung ursprünglich bodennaher Luftmassen an die obere Atmosphäre dienen auch in diesem Falle ganz überwiegend die thermischen Aufwinde, da dann auch die Bodenschicht eine besonders starke Übertemperatur aufweist.

Besonders deutlich wird der Unterschied zwischen thermischer Konvektion und Austausch bei der Betrachtung der Rolle des Austausches auf die Wärmeüberführung zwischen Boden und Luft. Wilhelm Schmidt gibt auf Grund seiner Definition des Massenaustausches für den Wärmestrom, der infolge dieses Vorganges in der Atmosphäre fließt, die Gleichung:

$$Q = c_p \cdot \rho \cdot A \cdot \frac{d\vartheta}{dz}$$

wo c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck, ρ die Luftdichte, A den Austausch und ϑ die potentielle Temperatur bedeuten. Er schließt aus dieser Gleichung folgerichtig, daß immer ein von oben nach unten gerichteter Wärmestrom die freie Atmosphäre durchfließen müsse. Denn dort ist fast ständig $\frac{d\vartheta}{dz} > 0$ und überadiabatische Gradienten der freien Atmosphäre sind überhaupt ziemlich selten. Aus diesem Grunde müsse die Erdoberfläche von der Atmosphäre und nicht umgekehrt die Atmosphäre von der Erdoberfläche her erwärmt werden (15) (16). Diese, an sich absolut schlüssige Beweisführung, die von 1916 bis nach 1926 aufrecht erhalten wurde, beeinflusste auch andere Forscher. Der einwandfreien theoretischen Folgerung stand die ebenso einwandfreie Beobachtungstatsache gegenüber, daß der durch Sonnenbestrahlung erwärmte Erdboden erhebliche Wärmemengen an die Luft abgibt. Abgesehen von der ständig möglichen qualitativen Beobachtung, z. B. durch das Aufsteigen warmer Luftmassen in den Kumuluswolken wurde sie bereits durch die noch unvollkommenen Wärmehaushaltsbetrachtungen Homéns aus dem Jahre 1893 bewiesen. Auch die Wiederaufnahme derartiger Untersuchungen im Jahre 1927 durch den Verfasser führte zu keinem anderen Ergebnis. Hierbei erwiesen die Untersuchungen von Albrecht (21) und Franssila (22) in den Jahren 1932 und 1935, daß man Austauschmessungen und -betrachtungen für die bodennächsten Luftschichten ganz im Sinne von Wilhelm Schmidt durchführen konnte, ohne daß dabei in diesen geringen Höhen ein von oben nach unten gerichteter Wärmestrom gefunden wurde. Denn hier bestanden bei Tage große überadiabatische Gradienten bei verhältnismäßig großen Austauschwerten, während die Nachtzeit mit unteradiabatischen Gradienten mit außerordentlich kleinen Austauschwerten zusammenfällt. Neuerdings hat auch Lettau (17) auf diesen Zusammenhang wieder hingewiesen und betont, daß man nicht die Tagesmittel von Austausch und Temperaturgefälle miteinander malnehmen dürfe, sondern das Tagesmittel der durch den Austausch beförderten Wärmemenge nur aus dem Tagesmittel der Produkte der Einzelwerte finden könne. Dieser Einwand gilt natürlich nur für die unteren Dekameter der Atmosphäre, wo noch erhebliche überadiabatische Gradienten bei jeder stärkeren Bestrahlung des Bodens vorkommen. Für die freie Atmosphäre versagt diese Erklärung, da hier sowohl der tägliche Gang des Austausches erheblich geringer wird als in Bodennähe als auch vor allem der Temperaturgradient nur selten den adiabatischen überschreitet.

Es müßte also, wenn der Austausch in der bodennahen Luftschicht gemäß der Schmidtschen Definition allein für die Wärmebeförderung in der Atmosphäre maßgebend wäre, zum mindesten in den

Vormittagsstunden eines jeden Strahlungstages, an denen in der Höhe noch immer ein unteradiabatischer Gradient herrscht, sich in einigen Dekametern Höhe ein vom Boden nach oben und ein aus der Atmosphäre nach unten gehender Wärmestrom begegnen. Eine derartige Vorstellung ist nur dann möglich, wenn eine Wiederabbeförderung der in dieser Höhe sich durch die Wärmeströme ansammelnde Wärme auf irgend eine andere Weise zustande kommt. Dies geschieht offenbar durch die Aufwindströme der thermischen Konvektion. Denn das Aufsteigen warmer bodennaher Luftschichten findet natürlich auch statt, wenn in der freien Atmosphäre noch nicht ein adiabatischer Gradient besteht, wenn nur die Temperatur der bodennahen Luftschicht die der Atmosphäre darüber überschreitet. Beispiel für das Aufsteigen bodennaher Luft bei unteradiabatischen Gradienten finden sich u. a. in dem Schwebeballmaterial von Höhdorf und Marquardt (3), vgl. Abb. 2 dieser Arbeit.

In Abb. 12 ist eine schematische Darstellung der in der Atmosphäre auftretenden Wärmeströme gegeben. In ihr entspricht die linke Seite den Verhältnissen an einem klaren Sonnentage, die rechte Seite denen in einer klaren Nacht. A bedeutet hier den dem Schmidtschen Massenaustausch zugeordneten

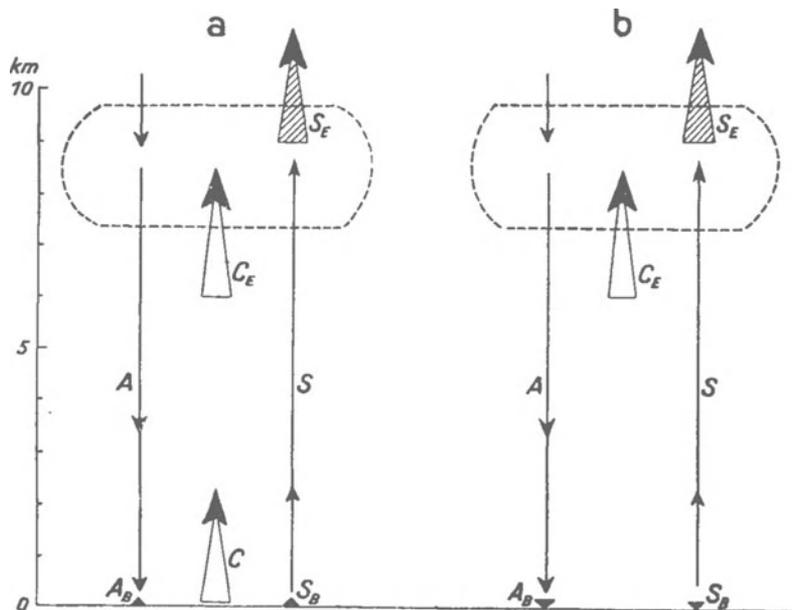


Abb. 12. Schematische Darstellung der Strahlungsströme in der freien Atmosphäre. a an einem Strahlungstage, b bei Nacht.

Wärmestrom, der ständig nach unten gerichtet ist. A_B ist der Wärmestrom, der durch den Massenaustausch in der bodennahen Luftschicht veranlaßt wird. Er ist bei Tage nach oben und in der Nacht in wesentlich geringerer Stärke nach unten gerichtet. S bedeutet den Strahlungsstrom der Wärme, der in der Atmosphäre dadurch zustande kommt, daß in dem langwelligen Strahlungsgebiet, in dem der Wasserdampf der Atmosphäre vollständig absorbiert, ständig die Wärme von einer Luftschicht höherer absoluter Temperatur zu einer Luftschicht niedrigerer Absoluttemperatur weitergestrahlt wird. Dieser Wärmestrom wurde erstmalig unter klarem Hinweis auf seine Bedeutung bei einer nicht grau, sondern in Spektrallinien absorbierenden Atmosphäre von Falkenberg und Stöcker (23) hervorgehoben. S_B bedeutet den Strahlungsumsatz zwischen Erdboden und Luft durch die dunkle Strahlung.

Auch er ist bei Tage von unten nach oben, bei Nacht von oben nach unten gerichtet. C bedeutet dann den hier behandelten Wärmestrom, der durch Konvektion aus der bodennahen Luftschicht nach oben fließt und natürlich nur bei Tage wirksam ist.

In diese Darstellung sind der Vollständigkeit halber auch die Vorgänge in der oberen Atmosphäre mit eingetragen. Hier bedeutet S_E die von der oberen Emissionsschicht nach oben ausgesandte Wärmestrahlung. Dieses von einigen Autoren, z. B. von E. Möller (19), zur Vermeidung einer Kennzeichnung ihres Ursprunges, auch als „Kältequelle“ bezeichnete Abkühlungsgebiet in der oberen Troposphäre*) veranlaßt aller Wahrscheinlichkeit nach dauernd eine starke absteigende Bewegung der durch Strahlung abgekühlten Luftmassen nach unten. Zu ihrem Ersatz müssen wärmere Luftmassen (C_E) nach oben gehen. Näher auf diese Vorgänge hier einzugehen, wäre aber verfrüht, weil die experimentelle Untersuchung der Strahlungs- und Turbulenzerscheinungen in der oberen Atmosphäre noch nicht einwandfrei möglich ist.

Es liegt nun nahe, auch die Frage zu untersuchen, ob den hier besprochenen aufsteigenden Luftströmen großen Ausmaßes nicht auch ähnliche Vorgänge in der bodennahen Luftschicht entsprechen, da dort noch eine sehr viel stärkere Erwärmung eintritt als in den untersten Dekametern. Eine einfache Überlegung zeigt, daß dies kaum der Fall sein dürfte. Warmluftströme aus den untersten Metern oder gar den untersten Dezimetern heraus können kaum nennenswerte Höhen erreichen und werden bald völlig zerrieben werden, denn gerade wegen ihrer hohen Übertemperatur erreichen sie sehr schnell eine große Aufstiegs-geschwindigkeit, so daß ihre Ergänzung durch Heranführung neuer Warmluft aus der niedrigen Warmluft-schicht am Boden sehr bald aufhören muß. Gerade unmittelbar am Boden unterliegt jede Luftbewegung einer sehr viel größeren Reibung als in den höheren Luftschichten und bedürfte zu ihrer Aufrechterhaltung

*) Bem. bei der Korr.: Von dieser Vorstellung abweichende Anschauungen wurden neuerdings von dem gleichen Autor unter Zugrundelegung bestimmter Annahmen über das Wasserdampfspektrum entwickelt. (Vgl. Grld. Beiträge, Bd. 58, S. 11 ff.)

eines entsprechend großen Druckgradienten, der wiederum von der aufsteigenden Warmluftmasse bei ihrem entsprechend der Schichtdicke nur geringem Querschnitt trotz ihrer großen Übertemperatur nicht zustande gebracht werden kann. Nur in Fällen besonders geringer Bodenrauigkeit also z. B. in Wüsten, sind die bodennächsten Luftschichten hinreichend leicht über dem Boden verschiebbar, daß die Unterhaltung eines aus den untersten Metern gespeisten Warmluftstromes gewährleistet werden kann. In diesem Falle entstehen Kleintromben, die bereits in den Abschnitten 4 und 5 in ihrer Stellung zur thermischen Konvektion behandelt wurden.

Aus dieser Überlegung geht hervor, daß die hier behandelte thermische Konvektion erst entstehen kann, wenn das überadiabatische Temperaturgefälle die Höhe von einigen Dekametern über dem Boden erreicht hat. In ihr ist die Entwicklung einer größeren Windgeschwindigkeit auch schon bei dem geringen Druckgradienten möglich, der im aufsteigenden Warmluftstrom entsteht, so daß für den Aufwind ein ausreichender Nachschub gesichert ist.

Es ist unschwer möglich, diese hier qualitativ gegebene Darstellung zu einer Theorie der thermischen Konvektion zusammenzufassen, doch wurde in dieser Arbeit, die nur das bisher gesammelte Beobachtungsmaterial von einem einheitlichen Gesichtspunkt aus darstellen sollte, hiervon zunächst noch Abstand genommen.

9. Die Weiterführung der Untersuchungen.

Abgesehen von der soeben erwähnten theoretischen Zusammenfassung der bisher gewonnenen Erkenntnisse über die thermische Konvektion ist auch eine Erweiterung des Beobachtungsmaterials unbedingt erforderlich. Als einige Fragen, die von der weiteren Forschung noch gelöst werden müssen, sind zu nennen die Feststellung der mittleren Größe der Aufwindkörper und der sie bedingenden Faktoren. Ferner müssen die Ablösungsvorgänge selbst und ihre zeitlichen Änderungen genauer erforscht werden. Die Windstruktur um Aufwindgebiete und die Abhängigkeit der Aufwindgeschwindigkeit von der Übertemperatur der bodennahen Luftschicht sind einige weitere Fragen, deren Lösung durch die vorliegende Arbeit nur in großen Zügen angegeben ist, die aber unbedingt näher untersucht werden müssen.

Einiges zur Klärung dieser Fragen Wichtige mag schon aus der Auswertung vorhandener Registrierungen von Temperatur, Feuchte, Luftdruck und Windstruktur an verschiedenen Plätzen erschlossen werden können, indem man in der in Abschnitt 7 geschilderten Weise vorgeht. Auch die Hinzunahme von luftelektrischem Material dürfte, wenn vorhanden, von Wert sein. Leider wird aber gerade die übliche Luftdruckregistrierung meist zu unempfindlich sein. Bei der Neuaufstellung von Meßgeräten zum Zweck derartiger Untersuchungen wird man daher den Luftdruck mindestens durch brauchbare Variographenaufzeichnungen ergänzen lassen. Ob die Einführung elektrischer Registriermethoden von Wert ist, muß hierbei von Fall zu Fall entschieden werden. Die Aufstellung mehrerer derartiger Registrierungen im Gelände, die besonders auch Windrichtung und Windgeschwindigkeit an den verschiedenen Stellen aufzeichnen, wird bei sorgfältiger Synchronisierung sehr aufschlußreiche Ergebnisse liefern.

Zur Untersuchung der vertikalen Bewegungen in den unteren hundertern von Metern der Atmosphäre können außer den Segelflugzeugen und den Schwebellonen auch noch Kleindrachen und Segelflugzeugmodelle herangezogen werden. Für Untersuchungen über größere Teile der Erdoberfläche ist das Motorflugzeug mit feiner Temperaturregistrierung und entsprechenden Böigkeitsmessern ausgestattet, unerlässlich. Die Entwicklung derartiger Meßgeräte bietet keine besonderen Schwierigkeiten.

Die Ablösungsvorgänge an der Erdoberfläche können wohl nur durch Versuche in größerem Rahmen unter Verwendung mehrerer Meßstellen für die Struktur von Temperatur, Feuchte, Luftdruck und Wind in Verbindung mit Schwebellonaufstiegen bzw. Kleindrachen und Segelflugzeugmodellen näher erforscht werden. Doch erfordern derartige größere Untersuchungen stets ein ziemlich umfangreiches Hilfspersonal und sind in ihrem Erfolg vom Wetter abhängig, denn nur die Strahlungstage vermögen vorläufig verwendbare Ergebnisse zu liefern.

10. Zusammenfassung.

1. Die Erforschung der thermischen Aufwinde durch die DFS ergab, daß die bei Sonnenbestrahlung des Erdbodens in Thermikblasen emporsteigenden Luftmassen einer einige Dekameter mächtigen bodennahen Luftschicht mit überadiabatischem Gradienten entstammen. Es war möglich, die aus diesen Untersuchungen bekannt gewordene Entwicklung der thermischen Aufwinde im täglichen Gang, den aus dem Wärmehaushalt der Erdoberfläche gefolgerten Zeitabschnitten des täglichen Ganges gegenüberzustellen.

2. Die in einem besonders gut von der DFS vermessenen Aufwindgebiet emporgeführte Wärmemenge wurde berechnet und mit der aus den Wärmehaushaltsuntersuchungen festgestellten Wärmeabgabe der Erdoberfläche an die Luft verglichen. Das Ergebnis war, daß in einem Aufwindgebiet von etwa einem halben Quadratkilometer Querschnitt die Wärmefaufnahme der bodennahen Luftschicht eines Gebietes von 15 Quadratkilometern nach oben geführt wird.

3. Die zur Unterhaltung eines derartigen warmen Aufwindstromes in der bodennahen Luftschicht erforderlichen Luftverschiebungen werden betrachtet und durch sie die eigenartige Windstruktur an Tagen mit Strahlungswetter („Sonnenböen“) erklärt. Die Gegenüberstellung der Windstruktur in Zeiten mit starker Bestrahlung und ohne Sonneneinwirkung ergibt, daß am Observatorium Potsdam oberhalb einer Windgeschwindigkeit von 6 m. p. s. die Sonnenböenstruktur auch an Einstrahlungstagen verschwand.

4. Unter ständiger Berücksichtigung der bisher veröffentlichten Ergebnisse der DFS wurde versucht, die allgemeine Form der Aufwindgebiete zu zeichnen. Auf die Aufwindgebiete besonders hoher Windgeschwindigkeit und die vermutliche Stellung der Kleintromben zu den hier behandelten Aufwindvorgängen wurde kurz eingegangen.

5. Die Vorgänge bei der Auslösung von Aufwindströmungen werden an Hand von Schwebeballbahnen, die von der DFS aufgenommen wurden, unter Ergänzung der in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse behandelt. Die Erscheinungen bei der Auslösung extrem übertemperierter Luftmassen in geschützten Lagen werden unter Benutzung von Luftstrombahnen erklärt, die unter ähnlichen Bedingungen durch Untersuchungen in Großstadtstraßen erhalten wurden. Auf die Rolle, die vermutlich den Kleintromben bei der Auslösung von Aufwindströmen über völlig ebenem Gelände als den Aufstieg einleitende Hindernisse zukommt, wurde hingewiesen. Die Aufwindströme erscheinen demnach als ein ständig auftretendes Mittel des vertikalen Wärmetransportes bei geringer bis mäßiger Geschwindigkeit des Gradientwindes.

6. Es wurde versucht, die Unruhe von Temperatur, Feuchte, Luftdruck und Wind, die an den meteorologischen Registriergeräten des Observatoriums Potsdam an Strahlungstagen beobachtet wurde, durch das Vorüberziehen von Aufwindkörpern zu erklären. Hierzu wurden die Registrierungen von zwei Tagen nach entsprechender Vergrößerung mit gleicher Zeitskala aufgezeichnet. Sie zeigen miteinander korrespondierende markante Stellen, deren Ausdeutung in einigen Fällen versucht wurde. Die Darstellung macht den Vorübergang von 2 bis 5 Aufwindkörpern in der Stunde über die Station wahrscheinlich.

7. Auch die Verminderung der absoluten Luftfeuchtigkeit im Laufe des Tages muß mit den Aufwindkörpern in Zusammenhang gebracht werden, da sie absatzweise im Anschluß an Temperaturrückgänge erfolgt. Der stärkste Rückgang tritt erst am frühen Nachmittag ein, nachdem in der Luftmasse über dem Beobachtungsort der adiabatische Gradient erreicht wurde. Der geringe Feuchtwert um diese Zeit kann nur durch das Absinken kompakter Luftmassen aus der Höhe von mehr als 1000 m bis an die Erdoberfläche erklärt werden, die in der Höhe von der aufsteigenden Warmluft verdrängt wurden.

8. Der Unterschied zwischen dem Massenaustausch von Wilhelm Schmidt und den hier behandelten Aufwindströmen als Trägern einer „thermischen Konvektion“ wird klargestellt und nachgewiesen, daß der von W. Schmidt zwangsläufig aus seiner Massenaustauschformel bei Anwendung auf den Wärmetransport gefolgerte Wärmestrom, der die Luft von oben nach unten durchsetzen und eine ständige Erwärmung der Erdoberfläche von der Luft her bewirken sollte, durch die thermische Konvektion überkompensiert wird. Erst hierdurch wird eine völlige Klarstellung des durch die eben genannte Behauptung ausgesprochenen „W. Schmidtschen Paradoxons“ erreicht.

9. Die Grundzüge einer später zu entwickelnden mathematischen Theorie der thermischen Konvektion werden angegeben und einige Richtlinien für weitere experimentelle Untersuchungen mitgeteilt.

Schriftumverzeichnis.

1. Erdbrügger, Maletzke und Steinhoff, Untersuchung thermischer Vertikalbewegungen über der Ebene mittels Segelflugzeug. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. Band 21 (1935) S. 169 ff. (Vgl. bes. S. 173, 177, 179, 186 und 189).
2. O. Fuchs, Bodenwasser und thermische Konvektion. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. Bd. 20 (1934), S. 174 ff. (Vgl. bes. S. 196, 200 und 202).
3. F. Höndorf und R. Marquardt, Thermische Vertikalbewegungen nach Schwebeballervermessungen. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. Bd. 21 (1934), S. 147 ff. (Vgl. bes. S. 156, 158 und 166).
4. F. Albrecht, Über den Zusammenhang zwischen dem täglichen Temperaturgang und dem Wärmehaushalt. Gerl. Beitr. z. Geophys. Bd. 25, S. 9.
5. F. Albrecht, Die kalorimetrischen Strahlungsuntersuchungen und meteorologischen Beobachtungen in Lappland im Juni und Juli 1927. Abh. d. Preuß. Met. Inst. 2, Bd. X, Nr. 4, S. 22.
6. Vgl. z. B. Wolf Hirth „Segelflug“ S. 284 im Fliegerhandbuch von Julius Schulz, Hamburg 1937.
7. P. Raetjen, Zur Vertikalbewegung im atmosphärischen Kontinuum. Met. Zs. 1929, S. 294.
8. W. Hirth, l. c. S. 286.
9. R. Geiger, Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1927, S. 21.
10. Fritzsche und Stange, Vertikaler Temperaturverlauf über einer Großstadt. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. Bd. 23 (1936), S. 25.
11. K. O. Lange, Über Windströmungen an Hügelhindernissen. Jahrb. d. Forsch. Inst. d. Rhön-Rossitten-Ges. 1929, C. Abhandl. S. 13, Abb. 18.
12. Albrecht und Brosse, Die Strahlungs- und Wärmehaushaltsmessungen Dr. Haudes bei der Expedition Sven Hedins in der Gobi 1931/32 (im Druck bei Brockhaus, Leipzig), Tabellen 19 und 20.
13. W. Haude nach frendl. pers. Mitteilung. Vgl. auch Haude, Temperatur und Austausch der bodennahen Luft über einer Wüste. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. Bd. 21 (1935), S. 135.
14. Albrecht und Grunow, Ein Beitrag zur Frage der vertikalen Luftzirkulation in der Großstadt. Met. Zs. 1935, S. 106.
15. Wilhelm Schmidt, Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Hamburg 1925.
16. W. Schmidt, Wird die Luft vom Erdboden aus erwärmt? Wien. Ber. 1916.
17. H. Lettau, Atmosphärische Turbulenz. Leipzig 1939, S. 142.
18. F. Albrecht, Über die Glashauswirkung der Erdatmosphäre und das Zustandekommen der Troposphäre. Met. Zs. 1931, S. 57.
19. Vgl. z. B. Hann-Süring, Auflage 5, S. 536.
20. Margules, Über die Energie der Stürme. Jahrbuch k. k. Zentralanst. Met. u. Geodyn. Wien 1903, Anhang S. 12.
21. F. Albrecht in Kleinschmidt, Handbuch der meteorologischen Instrumente. Berlin 1935, S. 181.
22. M. Franssila, Mikroklimatische Untersuchungen des Wärmehaushalts. Helsinki 1936.
23. Falkenberg und Stöcker, Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. Bd. 21 (1927), S. 251.