Reichsamt für Wetterdienst

Erfahrungsberichte

Band Neudrucke

2. Teil

Berlin 1937

I. Titel der in Folge 1 bis 9 erschienenen Arbeiten mit Neudrucken Teil 2.

7. Folge

Nr. 17-26: Bericht über die Wetterflugbesprechung bei der Zentralstelle für Flugsicherung, Berlin Januar 1933.
Vorwort von B e n k e n d o r f f
Niederschrift. Dr. W. Schwerdtfeger

I., 1 Dr. P. R a e t h j e n
Über Eichmethoden.

I., 2 Prof. Dr. M. R o b i t z s c h
Über Auswert- und Berechnungsmethoden.

I., 3 Prof. Dr. W. P e p p l e r
Zur Genauigkeit der aerologischen Temperaturmessungen.

I., 4 Prof. Dr. G. S t ü v e
Über die Verarbeitung der aerologischen Beobachtungen.
Dr. P. R a e t h j e n
Zu den aerologischen Meldungen
(Vorschläge der Kommission)

I., 5 Dr. P. R a e t h j e n
Bestimmung des Höhenwindes aus der Abdrift des Wetterflugzeuges.

II., 1 Dipl.-Ing. Z e y s s i g
"Focke - Wulf A 47 " Ein Spezialflugzeug für

die Sonderaufgaben des Wetterflugdienstes.

II., 2 Dr. P. R a e t h j e n
Der Photometeorograph.

II., 3 Dr. R. R e i d a t
Anlage einer Kartothek für die Wolkenbeobachtungen der Wetterflugstellen.

II., 4 Reg.-Baurat Dr. P e t z e l
Nahpeilmethoden für Wetterflugzeuge.

Mitteilung Nr. 1 über ein photographisch registrierendes Platindraht-Widerstandsthermometer.

Dr. P. L a u t n e r
Vorschlag zur Bestimmung des Wassergehaltes der Wolken im Wetterflugbetrieb.

Dr. P. L a u t n e r
Die Messung der elektrischen Raumladungsschichtung im Rahmen des Wetterflugbetriebes.

Mit Abbildungen 137 bis 162.

V o r w o r t

Im Wetterflugdienst hatten sich im letzten Jahre eine Reihe von Fragen und Problemen herausgestellt, die zum Teil recht grundsätzlicher Natur waren, einer eingehenden Klärung, einer gründlichen Aussprache bedurften und auch eine Einigung auf gewisse Richtlinien als wünschenswert erscheinen liessen.

Neben manchen kleineren Fragen, deren Besprechung seit der letzten Wetterflugtagung in München, Mai 1931, notwendig geworden war, stand im Vordergrund das Problem der Vereinheitlichung der bei den verschiedenen aerologischen Stellen Deutschlands gebräuchlichen Methoden der Eichung, der Auswertung, der Berechnung und der weiteren Verarbeitung; damit im Zusammenhnag stand die Frage, wie die ausschliessliche Verwendung absolut einwandfreier, gleichmässig arbeitender Instrumente zu er-

reichen sei.

Eine Vereinheitlichung der Methoden ist mit der Zeit das dringendste Bedürfnis der ganzen Aerologie ge - worden. Abgesehen von der Ungenauigkeit der aerologischen Messungen an sich ist die Vergleichbarkeit der Ergebnisse der verschiedenen Stationen durch die verschiedenen Aufstiegsarten (Drachen, Fesselballon, Flugzeug)und ganz besonders durch die unterschiedlichen Eich- und Verar - beitungsmethoden außerordentlich in Frage gestellt.

Die Angleichung der verschiedenen Eich- und Verarbeitungsmethoden scheint die zunächst wichtigste Aufgabe zu sein. Die Frage, die die Unterschiede der verschiedenen Aufstiegsarten betrifft, wird in einem anderen Licht erscheinen, wenn nach Einführung des neuen Wetterflug - zeuges A 47 an allen Wetterflugstellen auch die Abstiegskurve ausgewertet werden kann, und wird außerdem nach Beseitigung aller anderen systematischen Unterschiede viel leichter als jetzt in großem Stil zu untersuchen sein.

Dem Wunsche, möglichst viele Kollegen einzuladen, stand die gebotene Sparsamkeit entgegen, die es erlaubte, nur drei Kollegen und die Meteorologen der Wetterflug - stellen auf Reichskosten nach Berlin zu laden. Überdies konnte die Mitteilung über die Besprechung aus "technischen" Gründen erst sehr spät, man kann wohl sagen, in letzter Minute erfolgen. Ich bitte dies entschuldigen zu wollen. Umso dankbarer bin ich dem kleinen Kreise der Teilnehmer für das bewiesene rege Interesse und die vielen und wertvollen Anregungen, die uns durch die Referate und die gründliche Aussprache gegeben wurden.

Die einzelnen Berichte werden nachstehend unge - kürzt veröffentlicht. Die Aussprache in allen Einzelheiten wiederzugeben, hätte zu weit geführt. Wir haben uns deshalb darauf beschränkt, das Ergebnis der Aussprache zusammenzufassen und im Anschluß an die Referate wiederzugeben.

Wir glauben uns hierzu umsomehr berechtigt,als die

Zusammenfassung der Aussprache jeweils als Richtlinie für die spätere Durchführung der als zweckmäßig erkannten Maßnahmen dienen soll.

Benkendorff

N i e d e r s c h r i f t

zusammengestellt von Dr. W. Schwerdtfeger.

T e i l n e h m e r :

Dr. Arenhold, Halle/Leipzig
Dr. Baumann, ZfF
Dr. Becker, Hamburg
Reg. Rat Dr. Benkendorff, ZfF
Dr. Egersdörfer, Nürnberg/Fürth
Engelmann, Halle/Leipzig
Prof. Dr. v. Ficker, Berlin (zeitw.)
Hartung, Frankfurt/Main
Dr. Hebner, Berlin
Oberreg. Rat Dr. Herath, ZfF
Dr. Kirsten, ZfF
Dr. Lautner, München
Dr. Loewe, Berlin
Dr. Mahrt, Frankfurt/Main
Dr. Nohascheck, Darmstadt
Dr. Noth, Berlin
Prof. Dr. W. Peppler, Friedrichshafen
Priv.Doz. Dr. Raethjen, Königsberg
Dr. Reidat, Berlin
Prof. Dr. Robitzsch, Lindenberg
Dr. Runge, Berlin
Dr. Schreiber, Essen/Mülheim
Dr. Schwerdtfeger, ZfF
Seifert, Königsberg/Pr.
Dr. Stöbe, München
Prof. Dr. Stüve, Frankfurt/Main
Geh. Rat Prof. Dr. Süring, Potsdam
Dr. Wenzel, Berlin
Dipl. Ing. Zeyssig, ZfF

Der Besprechung lag die folgende Tagesordnung zu Grunde:

I. Hauptbesprechungspunkte:

1. Aussprache über die Eichmethoden, mit dem Ziel der Vereinheitlichung der Methoden.

2. Aussprache über die Auswert- und Berechnungsmethoden, mit dem Ziel der Vereinheitlichung der Methoden.

3. Frage der Genauigkeit der aerologischen Messungen.

4. Aussprache über die Verarbeitung des Materials

   a) tägliche Verarbeitung, aerologische Übersicht, Äquivalenttemperaturen
   b) weitere wissenschaftliche Ausnützung.

5. Frage der Bestimmung des Höhenwindes durch Abdriftschätzungen.

II. Berichte:

1. Bericht Zeyssig über "Focke - Wulf A 47", ein Spezialflugzeug für die Sonderaufgaben des Wetterflugdienstes.

2. Bericht Raethjen über die Entwicklung eines Photometeorographen.

3. Bericht Reidat über einen Versuch statistischer Bearbeitung der Wolkenbeobachtungen vom Flugzeug aus.

4. Bericht Petzel über Nahpeilmethoden für Wetterflugzeuge.

5. Bericht Lautner über ein photographisch registrierendes Platindraht-Widerstandsthermometer.

6. Bericht Lautner über die Entwicklung eines Verfahrens zur Bestimmung des Wassergehaltes der Wolken.

7. Bericht Lautner über einen Versuch zur Messung der elektrischen Raumladungsschichtung der Atmosphäre.

I., 1 Über Eichmethoden.

Referat von Dr. P. Raethjen, Wetterflugstelle Königsberg/Pr.

Lassen Sie mich mit einer kurzen geschichtlichen Bemerkung beginnen:

Aerologische Aufstiege werden seit dem Jahre 1783 gemacht, seit der Erfindung des Luftballons, dennoch sind in den ersten 100 Jahren alle Messungen (bis auf wenige Aufstiege Glaishers) unbrauchbar gewesen, weil man sich weder über die Größen, welche man messen wollte, noch über die Meßmethoden im klaren war. Diese geschichtliche Bemerkung möchte ich vorausschicken, damit es mir nicht als ὕβρις ausgelegt wird, wenn ich nach 150 Jahren aerologischer Forschung die Ansicht äußere, daß die bisherigen Eichmethoden aerologischer Instrumente große Mängel und Unterschiede im Eichergebnis zeitigen.

Eine gute Eichmethode soll die Angaben des zu eichenden Instrumentes zurückführen auf das physikalische Maßsystem. Zu diesem Zweck muß man sich zunächst klar sein über die physikalische Definition der zu messenden Größen, weiterhin muß man bestrebt sein, die Eichmethode so an die Meßmethode anzupassen, daß Einflüsse der Meßanordnung möglichst schon durch die Eichung heraus-fallen-.

Diese beiden Gesichtspunkte sind wesentlich für meine folgenden Ausführungen. Lassen Sie mich beginnen mit der Temperatureichung:

1.) Die Definition des Begriffes "Lufttemperatur" ist in der Meteorologischen Zeitschrift 1931 von Wertheimer gegeben worden. Dieser Begriff unterscheidet sich, wie Wertheimer bemerkt, von dem strengen physikalischen(thermodynamischen) Temperaturbegriff aus Zweckmäßigkeitsgründen. Der Begriff "Lufttemperatur" soll nur die Energie der Luftmoleküle, nicht aber die Strahlungsenergie des Raumes erfassen. Daher kann man eine "Lufttemperatur" nur im Falle des Strahlungsgleichgewichtes messen. Bei der aerologischen Messung erreicht man dies durch Abschirmen der Strahlung und durch gute Ventilation. Bei der Eichung ist es manchmal schwer, die gleiche Ventilation zu erreichen, wie bei der Messung, man hilft sich dann am besten damit, daß man nicht in Luft eicht,sondern

in einer Flüssigkeit mit grösserer Wärmekapazität, z.B. Spiritus. Je größer die Wärmekapazität, umso geringer kann die Strömungsgeschwindigkeit sein. Auf alle Fälle ist es im Flüssigkeitsbad leichter, eine allenthalben gleiche Temperatur zu erzielen, als im Luftbad. Ganz abgesehen von den Ausführungen Wertheimers ist das auch das praktische Resultat meiner Eicharbeiten, welche ich mit der Luftbad- und Flüssigkeitsbad-Methode angestellt habe.

Die Methode des Flüssigkeitsbades (Methode Kleinschmidt) zeigt sich allerdings dann als unvorteilhaft, wenn man das warme Instrument plötzlich in die kalte Flüssigkeit taucht. Die wenigsten Bimetalle vertragen ein solches "Abschrecken", ohne Nachwirkungen zu zeigen. Außerdem ist das Umrühren der Flüssigkeit und das Herausnehmen und Hineinstellen der Instrumente in das Flüssigkeitsbad praktisch unbequem und unvorteilhaft. Ferner bedarf es einer Kontrolle über die trotz Umrührens noch vorhandenen Temperaturunterschiede im Flüssigkeitsbad. Schließlich ist es wünschenswert, daß nicht nur das Bimetall und der Strömungskanal auf die Eichtemperatur gebracht werden, sondern, daß, wie beim Höhenaufstieg, der ganze Meteorograph wenigstens annähernd die gleiche Temperatur hat.

Zu diesem Zweck habe ich ein neues Eichgerät konstruiert, welches 2 Boschinstrumente gleichzeitig zu eichen gestattet, ohne dieselben aus der Flüssigkeit herauszunehmen. Die Flüssigkeit wird nicht umgerührt, sondern strömt turbulent aus einem Gefäß durch einen Eichkanal in ein anderes Gefäß. Man läßt die gleiche Flüssigkeit mehrmals diesen Weg nehmen solange, bis beide Gefässe, der Eichkanal und beide Boschinstrumente die gleiche Temperatur angenommen haben. Kontrolliert wird diese Temperaturgleichheit durch 3 Thermometer, welche am Anfang, in der Mitte und am Ende des Eichkanals angebracht sind. Die plötzliche Abkühlung des Bimetalles wird dadurch verhindert, daß die bereits im Eichkanal befindliche wärmere

Flüssigkeit nach und nach durch die kalte verdrängt wird. Die erste Ausführung dieses Eichgerätes kann ich Ihnen in natura zeigen (Abbildung 137). Die Boschinstrumente sind (schräg) liegend angeordnet, damit die Schreibfe - dern mit ihrem eigenen Gewicht anliegen. Sie befinden sich zur Hälfte in dem Eichkanal, die obere Hälfte be - findet sich in Luft, welche ihrerseits vom Eichkanal aus gekühlt ist. Zwei Glasdeckel gestatten die Beobachtung der Instrumente, obwohl dieselben vollständig gegen den warmen Außenraum abgeschlossen sind.

2.) Obwohl man die Eichung der Meteorographen im La - boratorium nicht ganz entbehren kann, muß man sich darüber klar sein, daß die augenblicklich gebräuchlichen Meteorographen außerdem während des Aufstieges durch eine Vergleichsmessung mit dem Quecksilberthermometer kontrolliert und eventuell ihre Angaben berichtigt werden müssen. Zu dieser Überzeugung bin ich besonders durch die Erfahrungen gekommen, welche ich in München mit einem dreimal nach verschiedenen Methoden geeichten Bosch-Meteorographen gemacht habe. Der meteorologische Beob - achter im Flugzeug kann mit einiger Vorsicht während des Aufstieges mittels eines Quecksilberthermometers recht zuverlässige und genaue Temperaturmessungen anstellen. Es ist dabei darauf zu achten, daß das Thermometer gut ventiliert und gegen Sonnenstrahlen geschützt ist, vor allem aber darauf, daß nicht Motorwärme von dem vorn liegenden Flugmotor einen Einfluß ausübt. Die Motorwärme kann man dadurch ausschalten, daß man das Thermome - ter seitlich ca. 1 Meter vom Rumpf entfernt heraushält (Abbildung 138). Allerdings muß der Flugzeugführer während der Temperaturmessung das Flugzeug seitlich "schieben" lassen derart, daß der Luftstrom nicht vom Motor her, sondern von der Tragfläche her den Beobachtersitz trifft. Nachdem so das Quecksilberthermometer genügend (1 bis 2 Minuten) im vollen Fahrtwind ventiliert ist, zieht man dasselbe schnell an den Beobachtersitz heran

(Abbildung 139) und liest die Temperatur ab. Es ist daher vorteilhaft, nicht empfindliche Aßmann-Thermometer zu benutzen, sondern die trägeren Thermometer, welche in den englischen Hütten Verwendung finden. Da für diese Messung sowieso 2 Minuten lang ein horizontaler Schiebeflug ausgeführt werden muß, spielt die Thermometerträgheit keine Rolle, wenn das Thermometer bereits im Beobachtersitz vorgekühlt ist.

Es empfiehlt sich, während des Aufstieges 3 oder 4 mal eine solche Temperaturmessung vorzunehmen zwecks endgültiger Eichung des Meteorographen, z.B. in 200, 2000, 3000 und 5000 m Höhe. Es muß also in jeder dieser Höhen der Anstieg des Flugzeuges unterbrochen und ein horizontaler "Schiebeflug" von 2 Minuten Dauer zum Zwecke der Temperaturmessung ausgeführt werden. Im Russdiagramm des Meteorographen zeichnen sich diese Punkte dadurch deutlich ab, daß der Druck 2 Minuten konstant bleibt. Wenn die Eichung im Laboratorium gezeigt hat, daß der Zusammenhang zwischen der Anzeige des Meteorographen und der Temperatur nahezu linear ist (daß also die "Eichkurve" nahezu geradlinig ist), genügt es zur Bestimmung einer endgültigen "Eichkurve", 4 Punkte festzulegen. Die vorbereitende Eichung im Laboratorium dient also mehr dazu,die Charakteristik der Eichkurve zu untersuchen; diese vorbereitende Eichung beim Aufstieg dient dazu, die Neigung der Eichkurve endgültig festzulegen. Diese endgültige Eichung erstreckt sich nur über den bei den Aufstiegen normalerweise vorkommenden Meßbereich. Die vorbereitende Eichung im Laboratorium braucht nur ca. 1 mal im Jahr oder jeweils beim Einstellen eines neuen Meteorographen ausgeführt zu werden. Die endgültige Eichung beim Aufstieg wird aber vorteilhaft jeden Monat wiederholt.

Damit möchte ich das Kapitel der Temperatureichung abschließen mit der Bemerkung, daß die hier empfohlenen Methoden nur ihre Berechtigung haben im Hinblick auf die sehr unvollkommenen Meßgeräte. Solange wir Meteorographen

verwenden, deren Anzeige am fliegenden Flugzeug anders ist, als im Laboratorium im Flüssigkeitsbad, kann man zu richtigen Messungen nur kommen durch Eichung während des Flugzeugaufstieges. Wenn wir dagegen Meteorographen haben werden, deren Anzeige nur von der Temperatur des Thermometerkörpers abhängig ist (nicht von sonstigen Einflüssen der Meßanordnung), dann wird die Eichung im Laboratorium die endgültige sein. In diesem Sinne bitte ich, meine vorher genannten Eichvorschläge als Vorschläge des Praktikers aufzufassen.

Für die Druckeichung gilt ähnliches, wie für die Temperatureichung. Die große Kalamität der Druckmessung ist der Temperatureinfluß der Vididosen. Die Theorie dieses Einflusses ist von Hergesell und Kleinschmidt (Beiträge zur Physik der fr.Atmosph. Bd.1) mitgeteilt worden. Der Temperatureinfluß ist durch 2 Konstante charakterisiert, von welchen eine als "Kompensationsdruck" angegeben werden kann. Nach der Vorschrift von Hergesell und Kleinschmidt soll der Kompensationsdruck gleich dem Gipfeldruck des normalen Höhenaufstieges sein. Diese Bedingung wird aber erfahrungsgemäß selten erfüllt. Ich habe Boschmeteorographen gehabt, bei denen der Kompensationsdruck weit mehr als 1000 Millibar betrug. Daher müssen beide Konstanten des Temperatureinflusses bei der Eichung ermittelt werden. Dies geschieht normalerweise dadurch, daß man bei zwei ca. 50° C auseinanderliegenden Temperaturen je eine Druckeichung ausführt (z.B. eine Druckeichung bei 25° C und eine bei -25° C). Das ist aber bei den Wetterflugstellen nicht möglich, da die Vorrichtungen dazu fehlen. Man kann sich dann helfen, indem man nur den Temperatureinfluß am Boden (bei 1000 mbar) bestimmt, und außerdem den Gipfeldruck des Aufstieges (bei -15° bis -35° C) mit einem zu diesem Zweck im Flugzeug mitgeführten Quecksilberbarometer (oder einem Siede-Hypsometer) - nach einem Vorschlag G. Stüve's -. Man kann auf diese Art entweder di-

rekt die Angabe des Gipfeldruckes im Meteorographen kontrollieren und berichtigen, oder (besser noch) man gewinnt dadurch außer der Druckeichung bei Zimmertemperatur noch 2 Eichwerte bei tiefer Temperatur, einen für ca 1000 mbar und einen für den Gipfeldruck des Aufstieges. Dadurch läßt sich dann der Kompensationsdruck bestimmen. Allerdings muß das Quecksilberbarometer zum Gebrauch im Flugzeug gedämpft sein, ähnlich wie die Schiffsbarometer. Es wird sich auch empfehlen, ein Quecksilberbarometer im Flugzeug nur bei ruhigem klaren Wetter mitzuführen,da es bei böiger Luft zu sehr gefährdet ist und wegen der Schwankungen des Flugzeuges nicht genau genug abgelesen werden kann. Ich habe in München probeweise ein ungedämpftes Quecksilberbarometer im Flugzeug mitgeführt und abgelesen, würde das aber ein zweites Mal nicht versuchen, da die starken Erschütterungen bei Start und Landung leicht Luft in die Barometerröhre bringen könnten.

Die Aussprache ergab:

1.) Es wird allgemein als wünschenswert bezeichnet,daß eine zentrale Vorprüfung aller im deutschen aerologischen Dienst verwandten Instrumente durchgeführt wird. Diese zentrale Vorprüfung müßte im wesentlichen die Aufgabe haben,

a) nur einwandfreie Instrumente, insbesondere einwandfreie Vididosen und Bimetalle, in den praktischen Dienst zu geben und in diesem Sinne mit den verschiedenen Firmen zu verkehren (Vorschlag Robitzsch und Benkendorff); und

b) die systematischen Unterschiede der verschiedenen Eichmethoden (Münchener und Kleinschmidt-Methode) an den einzelnen Instrumenten zu untersuchen (Vorschlag Benkendorff und Peppler).

2.) Vergleichsmessungen während des Fluges sollen auf dem von Dr. Raethjen bereits beschrittenen Wege entwik -

kelt werden. Es handelt sich in erster Linie um

a) Vergleichsmessungen während des Fluges mit einem Hg-Thermometer (Vorschlag Raethjen);

b) Vergleichsmessungen während des Fluges mit einem gedämpften Hg-Barometer (Vorschlag Raethjen) oder einem Siede-Thermometer (Vorschlag Stüve).

3.) Neben diesen Vergleichsmessungen und der zentralen Vorprüfung sollen die einzelnen Wetterflugstellen weiterhin eichen, um auch so eine Kontrolle über ihre Instrumente fortzusetzen (Vorschlag Benkendorff), und zwar wegen der größeren Einfachheit nach der Kleinschmidt'schen Methode, am besten mit Hilfe des von Dr. Raethjen entworfenen Eichgerätes (Vorschlag Süring).

I., 2 Über Auswert- und Berechnungsmethoden.

Referat von Prof. Dr. M. Robitzsch, Lindenberg

Wenn ich mit einigen Worten den zweiten Teil unserer heutigen Besprechung einleiten soll, der die Vereinheitlichung der Auswert- und Berechnungsmethoden anstrebt, dann will ich zunächst voraussetzen, daß alle im Wetterflugdienst zur Verwendung kommenden Meteorographen einheitlich und fehlerlos geeicht vorliegen. Die Auswertverfahren laufen dann darauf hinaus, den Registrierungen dieser Geräte mit Hilfe der Eichungsresultate die einander zugeordneten Werte von Druck, Temperatur und Feuchtigkeit zu entnehmen, die für den jeweiligen atmosphärischen Zustand charakteristisch sind.

Eine solche "Auswertung" der Registrierungen liefert nun nicht völlig exakte Resultate. Wir werden die Genauigkeit dieser Angaben in einem späteren Punkt der Tagesordnung noch näher diskutieren. Ich muß hier aber bereits einige Punkte dieser Diskussion vorhernehmen, wenn ich den Auswertvorgang als solchen kritisch be-

leuchten soll.

Wir bezeichnen die Aerologie seit einer Reihe von Jahren als Wissenschaft von der "Physik der Atmosphäre". Diese Worterklärung setzt voraus, daß die aerologischen Meßmethoden nach Inhalt und Umfang den physikalischen Meßmethoden gleich sein müssen. Das ist aber in keiner Weise erfüllt. Der Physiker bestimmt die Fehler seiner Meßapparaturen und eliminiert sie, indem er ihren Einfluß auf das Endresultat seiner Messung durch Anbringung der Instrumentalkorrektionen rechnerisch beseitigt. Dieses Verfahren ist in der Aerologie, jedenfalls bisher, nicht allgemein üblich; wir benutzen in der Mehrzahl aller Fälle die Angaben unserer Meßgeräte, ohne uns über deren Fehler Rechenschaft zu geben. Diese Gepflogenheit fordert die Kritik heraus. Unsere Wissenschaft,soweit sie messend tätig ist und nicht auf theoretisch-physikalischen Spekulationen beruht, verdient daher auch noch nicht den Namen "Physik der Atmosphäre", solange man sich damit zufrieden gibt, die Messungsdaten auf 5-10% genau gefunden zu haben, solange diesen Resultaten also nicht ein bestimmter Wahrscheinlichkeitswert beigelegt werden kann.

Die Gründe für eine solche "Lässigkeit" sind einfach anzugeben.

Der Dienst der Aerologen an der Wetterflugstelle läuft darauf hinaus, dem Prognostiker in möglichst kurzer Zeit Angaben über den jeweiligen atmosphärischen Zustand zu übermitteln. In dieser ihm gegebenen Zeitspanne ist er nicht in der Lage, physikalisch streng der Auswertung Genüge zu leisten. Ferner reicht auch der Modus der telegraphischen Übermittlung nicht hin, alles das, was durch langwierigere Arbeit der Aufstiegskurve entnommen werden kann, voll inhaltlich wiederzugeben.

Leider aber wird meist die Auswertung des Aufstieges als beendet betrachtet, wenn das Telegramm fortgegeben ist. Auch die spätere Drucklegung der Aufstiegsre -

sultate, die in den aerologischen Berichten erfolgt, enthält in den meisten Fällen nur das, was in dem Telegramm zusammengefaßt war, nicht mehr. Diese Veröffentlichung, die dem ernsten physikalischen Studium atmosphärischer Vorgänge die Unterlagen geben soll, erfüllt deshalb ihren Zweck in keiner Weise oder nur in sehr unvollkommener Weise.

Es ist deshalb anzustreben, jedenfalls den in den aerologischen Berichten abgedruckten Daten auf dem Wege einer kritischen Durcharbeitung, die nach der ersten Telegrammabgabe zu erfolgen hat, inneren Wert zu geben. Dies ist umso dringender erforderlich, als wir seit Inbetriebnahme der Wetterflugstellen in der Lage sind, die Aufstiegsresultate der verschiedenen Stationen vergleichsweise in Form von synoptischen Übersichten zu bearbeiten. Fehlt der Einzelbeobachtung der Wahrscheinlichkeitswert, dann ist auch eine solche Synopsis wertlos oder sie führt zu Trugschlüssen, die unsere Erkenntnis nur hemmen können.

Die Wetterflugstellen haben nicht nur eine praktische Aufgabe zu lösen; sie beweisen ihre Existenzberechtigung in schönster Form, wenn sie mitarbeiten an dem großen Problem der Wetterprognose, das in feinsten Fäserchen wurzelt in den Erkenntnissen der Aerologie.

Wie gewinnen wir nun bei der Auswertung der Meterogramme die wahrscheinlichsten Werte für den atmosphärischen Zustand ?

Ich will hier ein spezielles Beispiel geben:

Die Theorie des Wärmeüberganges vom Temperaturmeßkörper zur Umgebung läßt sich formelmäßig auf zweierlei Weise behandeln.

Ist dW : dt die Wärmemenge, die pro Zeiteinheit eine den Meßkörper allseitig umschließende Kontrollfläche (Grenzfläche der Übergangsschicht) passiert, ist ferner dm : dt die gleichzeitig durch diese Fläche zum Austausch gelangende Luftmasse, bedeutet T_o die Tempera-

tur des Meßkörpers T_1 die der Luft, die den Meßkörper umgibt, so läßt sich leicht zeigen, daß die Beziehung

$$\frac{dW}{dt} = o_p \frac{dm}{dt} \quad (T_o = T_1)$$

den äußeren Wärmeableitungsvorgang streng darstellt. Wir kennen diese Formel als Ausdruck für das Newton'sche Abkühlungsgesetz, das in dieser Form eine strenge Gültigkeit besitzt, weil wir den Massenaustausch dm : dt nicht, wie es früher üblich war, als konstant auffassen. Diese Größe umfaßt nicht nur den reinen Ventilationseffekt, sie enthält auch die Einflüsse der "Eigenkonvektion", die bei Existenz einer Temperaturdifferenz $T_o = T_1$ stets vorhanden sein müssen.

Ist die Wärmekapizität des Temperaturmeßkörpers V s o (V = Volumen, s = spez. Wärme, o = spez.Gewicht des Thermometermaterials), bedeutet ferner dT_o dt die zeitliche Änderung der Eigentemperatur des Meßkörpers,so gilt bei der Betrachtung der inneren Wärmeableitungsvorgänge die Beziehung

$$\frac{dW}{dt} = V\ s\ o\ \frac{dT_o}{dt}$$

Kombiniert man beide Formeln, so erhält man nach einer einfachen Umformung die Gleichung:

$$T_1 = T_o = \frac{V\ s\ o}{o_p} \frac{dT_o}{\frac{dm}{dt}\ dt}$$

eine Beziehung, die es gestattet, aus der Eigentemperatur T_o (registrierten Temperatur) und ihrer zeitlichen Änderung dT_o : dt einen einwandfreien Rückschluß auf die wahre Temperatur T_1 der Luft, die man ermitteln will,zu ziehen.

Hergesell faßt in seinen diesbezüglichen Untersuchungen die Größe $c_p \frac{dm}{dt}$, die er den Koeffizienten der äußeren Wärmeleitfähigkeit nennt,als Konstante auf. Wir wissen, daß dieser Faktor von der Ventilationsgeschwindigkeit (Eigenkonvektion), Thermometerform, dessen Ober -

flächenbeschaffenheit und der Anblasrichtung abhängig ist.

Bei Ventilationsgeschwindigkeiten, die etwa 5 msk übersteigen, ändert sich nun der Ventilationsfaktor dm : dt bei Zunahme des Ventilationsstromes nur noch unwesentlich. Wir können also, nach Vorgang von Hergesell im Drachen und Flugzeug den Faktor jedenfalls

$$c_p \frac{V s c}{\frac{dm}{dt}}$$

konstant setzen und seine Endformel

$$T_1 = T_o - a \frac{dT_o}{dt}$$

diskutieren.

Es zeigt sich, daß die Mißweisung $T_o - T_1$ unseres Thermometers proportional der zeitlichen Temperaturänderung ist, die es aufschreibt. Ist $dT_o : dt$ = Null, dann ist der registrierte Punkt unserer Temperaturkurve reell. Die Umkehrpunkte an Temperaturinversionen sind deshalb einwandfrei, wenn sie auch nicht mit den wahren Extremwerten der Schichtung übereinzustimmen brauchen. Registriert das Gerät einen Temperaturgradienten $dT_o : dt$, so ist dieser Gradient reell, während die auf dem in Frage kommenden Kurvenstück ermittelten Absolutwerte der Temperatur einen konstanten Fehler zeigen müssen, dessen Größe aus dem Temperaturgradienten rechnerisch ermittelt werden kann.

Der Weg, exakte Temperaturwerte zu erlangen, ist, wie ersichtlich, umständlich, doch immerhin gangbar. Schlägt man ihn ein, dann wird man staunen, wie anders, als wir sie uns vorgestellt, in Wirklichkeit die Verhältnisse in der Atmosphäre liegen. Die Temperaturdifferenzen zwischen An- und Abstieg werden durch solche Rechnungen in vielen Fällen restlos geklärt erscheinen.

Auch das Hygrometer zeigt Trägheitserscheinungen. Sie fallen im Hygrogramm weit mehr ins Auge, als im Thermogramm, und ihre Berücksichtigung wird erschwert

durch die Tatsache, daß der Trägheitsfaktor a beim Haar durch dessen Vorgeschichte wesentlich mitbestimmt wird und sich, z.B. durch eine ungewollte Deformation des Haares, spontan zu ändern vermag. Man wird so bei der Verwertung der Hygrographenangaben von einer Auswertung aller Punkte, die auf einer Trägheitskurve liegen, Abstand nehmen müssen und nur solche Werte der Registrierung entnehmen, die Umkehrpunkten entsprechen. So findet man die wahrscheinlichsten Feuchtigkeitsdaten für eine Schichtgrenze, wenn man der unteren Begrenzung den Anstiegswert der Feuchtigkeit, der oberen Begrenzung den entsprechenden Abstiegswert der Feuchtigkeit zuordnet. Dieses Verfahren ist natürlich nur zulässig, wenn An- und Abstieg gegeneinander wesentliche zeitliche Änderungen nicht aufweisen.

An den Angaben des Aneroidbarometers sind Korrekturen wegen der elastischen Nachwirkung und wegen des Temperatureinflusses anzubringen. Die Größe der erstgenannten Korrektur läßt sich durch die Eichung annäherungsweise bestimmen. Der Temperatureinfluß läßt sich durch die Kleinschmidt - Hergesell'sche Formel mit genügender Genauigkeit berechnen. Soweit es notwendig, sollen diese Korrekturen bei der Auswertung angebracht werden. Durch graphische Methoden lassen sich die hierbei notwendigen Rechenoperationen weitgehend vereinfachen.

Man sieht, daß der Auswertende, wenn er den wahrscheinlichen Gang der betrachteten Elemente mit der Höhe unter Anwendung sachlicher Kritik festzulegen bemüht ist, durchaus keine mechanische Arbeit leistet.

Kurz muß ich noch auf die Höhenberechnung eingehen. Die Jordan'schen Höhentafeln, die früher (und an einzelnen Dienststellen auch heute noch) benutzt werden, setzen bereits einen mittleren Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre voraus. Rechnet man bei ihrer Verwendung mit virtuellen Temperaturen, dann wird der Feuchtigkeitseinfluß bei der Höhenberechnung doppelt berücksichtigt.

Bjerknes hat in seinen Tafeln die ausführliche Barometerformel dargestellt; unter Benutzung aller Einzeltafeln kann man sich dem theoretischen Höhenwert mit beliebiger Genauigkeit nähern. Die Druckmessung mit den aerologischen Geräten erreicht aber nie die Schärfe, die im Einzelfalle den Inhalt der Tafeln voll auszunützen gestattet. Dies ist aber auch nicht der Sinn der Bjerknes'schen Untersuchungsmethoden. Ist der Temperaturgang genügend genau bekannt, so läßt sich die Höhe bestimmter Druckniveaus und der Druck in bestimmten Hönniveaus mit großer Genauigkeit berechnen. Wir erhalten so einen ausgezeichneten Einblick in die Massenverteilung innerhalb der Atmosphäre und können aus der Änderung dieser Massenverteilung wichtige Rückschlüsse auf atmosphärische Bewegungsvorgänge ziehen. Neben den einfachen Rechenoperationen kommen für solche Untersuchungen graphische Darstellungen wesentlich in Frage. Aus all diesen Gründen möchte ich darum bitten, die Bjerknes'schen Vorschriften im Betriebe der Wetterflugstellen ausschließlich zu verwenden.

Nur eine Einheitlichkeit der Auswert- und Berechnungsmethoden bringt uns vergleichbares Material. Die Zustandskurven müssen so festgelegt sein, daß alle ausgezeichneten Punkte des Temperatur- und Feuchtigkeitsverlaufes in der Meldung gegeben werden können. Da auch Gradientänderungen für die Beurteilung der Messungen wesentlich sind, so suche der Auswertende auch in scheinbar einheitlicher Schichtung Punktfolgen festzulegen. Es werden dann die geradlinigen Zustandskurven verschwinden, deren Meldung dem Kenner atmosphärischer Verhältnisse stets eine gewisse Skepsis den Aufstiegsresultaten gegenüber einflößen muß.

Vertonen Sie die Aufstiege nicht, sondern werten Sie die Aufstiege aus !

I., 3 Zur Genauigkeit der aerologischen Temperatur - messungen.

Referat von Prof. Dr. W. Peppler, Friedrichshafen.

Bei einer synoptischen Bearbeitung der Temperaturangaben der Flugstellen München und Darmstadt und der Drachenstation am Bodensee haben sich systematische Abweichungen ergeben, die näher untersucht wurden. Ein Vergleich der gleichzeitigen Morgenaufstiege der drei meteorologischen Stationen in den Jahren 1929 - Mai 1932 ergab folgende mittlere Temperaturdifferenzen in verschiedenen Höhen.

Tabelle 1.

Mittlere Temperaturdifferenzen.

Höhe in Metern:	1000	2000	3000	4000	5000	6000
München-Friedrichshafen	-0.3	0.0	+0.4	+0.6	+0.9	+1.2
Darmstadt-Friedrichshafen	0.0	+0.2	+0.7	+1.1	+1.4	-

Während unterhalb 2000 m die Temperaturen annähernd übereinstimmen, findet sich darüber eine mit wachsender Höhe zunehmende positive Temperaturdifferenz Flugstelle - Fesselballon. Die Häufigkeitsverteilung der Temperaturdifferenzen zeigt auffallenderweise, daß mit zunehmender Höhe die positiven Differenzen rasch häufiger werden, so daß in 4-5 km Höhe die Flugstellen in fast 80% der Aufstiege einen Temperaturüberschuß gegenüber der Drachenstation aufweisen. Diese Abweichungen können nicht reell sein und weisen auf eine systematische Fehlerquelle hin. Durch die geographische Lage der Stationen sind diese Abweichungen nicht zu erklären, da kein nennenswertes Temperaturgefälle in der Richtung der geographischen Länge oder Breite zwischen München und Friedrichshafen bestehen kann. Die Temperaturdifferenzen Darmstadt-Fried-

richshafen müßten nach dem Stand unserer Kenntniss über das Temperaturgefälle über Mitteleuropa negativ sein,da in größeren Höhen ein entschieden von Süden nach Norden gerichteter Temperaturgradient bis in große Höhen be - steht. Bei Berücksichtigung des wahren Temperaturgefälles über Mitteleuropa würde sich der mittlere Fehler der in 5 km Höhe von der Flugstelle Darmstadt gemessenen Temperatur auf über 2° erhöhen. Wie eine nähere Untersuchung der Abweichungen zeigt, sind sie von sehr konstanter Art und weder von der Wetterlage, den Windverhält - nissen, noch den Bewölkungsunterschieden abhängig,dage - gen ergibt sich eine deutliche Abhängigkeit der Diffe - renzen München - Friedrichshafen vom vertikalen Temperaturgradienten, indem die positive Temperaturdifferenz mit der vertikalen Temperaturabnahme zwischen 1 und 3km wächst, ein Ergebnis, das ebenfalls auf systematische Fehler hinweist. Der dem Aerologen zum Teil schon be - kannten Tatsache, daß jede aerologische Methode mit spezifischen Fehlern behaftet ist, wurde näher nachge - gangen. Durch Vergleich der Münchener Registrierballone mit den Fesselballonaufstiegen der Drachenstation wurde festgestellt, daß die ersteren in Höhen von 3 - 5 km im Mittel eine um 0.8° höhere Temperatur ergeben als die letzteren, ebenso ergab ein Vergleich der Temperaturen der Berliner Flugstelle mit den Fesselaufstiegen von Lindenberg eine Differenz von 0.6°. Ein genauer Ver - gleich der gleichzeitigen Zustandskurven der Temperatur von München, Darmstadt und Friedrichshafen zeigte fer - ner, daß die Registrierungen von Friedrichshafen viel mehr Struktur haben als die der Flugstellen;die Zahl der in den Registrierkurven von Friedrichshafen abgegebenen Diskontinuitäten ist 3 - 4 mal so groß wie in den Flugzeugkurven; dieser Unterschied, der sich bei wetteranalytischen Untersuchungen störend auswirkt, ist nicht reell und auf verschiedene Handhabung der Auswertung zurückzuführen.

Die Ursachen der Abweichungen zwischen Fesselbal - lon und Flugzeug konnten nicht restlos geklärt werden. Zum Teil dürfte der beträchtliche Temperaturüberschuß des Flugzeuges gegenüber dem Fesselballon in großen Hö - hen darauf zurückzuführen sein, daß bei ersterem nur der Anstieg ausgewertet wird, wodurch sich infolge der Re - gistrierträgheit zu hohe Temperaturen im Mittel ergeben müssen, während bei dem Fesselballon die Temperaturen aus An- und Abstieg ermittelt werden, wodurch der Ein - fluß der Registrierträgheit größtenteils eliminiert wird. Die Temperaturen der Drachenstation werden daher mit gro- ßer Annäherung mit den wahren Temperaturen übereinstim - men.

Bei der synoptischen Bearbeitung der aerologischen Ergebnisse, besonders der Temperaturen sind diese fest - gestellten Unstimmigkeiten in den Messungsergebnissen der verschiedenen aerologischen Methoden zu berücksichti- gen, da ihre Nichtbeachtung zu bedenklichen Trugschlüs - sen führen kann.
(Für genauere Einzelheiten sei auf die Arbeit des Verfas- sers verwiesen, die demnächst in den Beiträgen zur Phy - sik der freien Atmosphäre erscheint.)

Die Aussprache zu den beiden vorstehenden Referaten er - gab:

1.) Die Beachtung der nachfolgenden von Robitzsch emp- fohlenen Richtlinien wird allgemein für wünschenswert erklärt.

a.) Zur Auswertung der Barogramme sollen nur Tempera - turkorrektionen in der bisher schon gebräuchlichen Art (mittels der Formel $dp = dT\,(a-bp)$) vorgenom- men werden.

b.) Für die Temperaturwerte sollen keine Korrektionen angebracht werden (wobei man sich darüber klar ist, daß durch die Trägheit der Bimetalle die wirkli - chen Verhältnisse nicht vollständig wiedergegeben

werden; besonders träge Bimetalle sollen ausgemerzt werden.)

c) Den Hygrogrammen sollen die wirklichen Feuchtigkeitswerte in bekannter Weise angenähert dadurch entnommen werden, daß der Feuchtigkeitssprung an der Unterseite einer Wolkenschicht der Aufstiegskurve und der Feuchtigkeitssprung an der Obergrenze einer Wolkenschicht der Abstiegskurve entnommen wird.

d) Es sollen allgemein die Bjerknes-Tafeln zur Berechnung verwendet werden und zwar zur Höhenberechnung die Bjerknes'sche Methode der Ermittlung der Geopotentiale der Hauptisobarenflächen.

e) Um in der Reihe der Meßpunkte keine allzu großen Lücken auftreten zu lassen, soll wenigstens für etwa alle 50 mbar ein Meßpunkt angegeben werden, selbst wenn keine markante Änderung irgend eines Elementes festzustellen ist.

2.) Um eine einwandfreie Ermittlung bodennaher Werte zu gewährleisten, soll - wenn möglich - bei jedem Fluge über dem betreffenden Flugplatz in ca 100 m eine Platzrunde geflogen werden (Vorschlag Reidat und Stüve).

3.) Peppler fragt nach der Möglichkeit, auch bei den Flugzeugmessungen Auf- und Abstiegskurve auszuwerten; dadurch würde man in der Lage sein, die Trägheit des Bimetall-Thermometers in den meisten Fällen zu erkennen und die Meßwerte mit denen der Fesselballonaufstiege vergleichbar zu machen.

Dazu bemerkt Zeyssig, daß bei den jetzt noch benutzten Wetterflugzeugen die Abstiegskurve nicht auswertbar sei, daß hier aber mit der Einführung der neuen A 47 in den Wetterflugbetrieb eine grundlegende Änderung eintreten werde. Bei dieser Maschine, die mit einem Vorverdichter ausgerüstet sei und damit bis 4500 m

volle Motorleistung aufweisen wird, wird trotz ihrer geringeren Steigfähigkeit in Bodennähe doch die Gesamt - Aufstiegszeit kürzer und auf Grund ihrer aerodynamischen Eigenschaften die Abstiegszeit im allgemeinen länger sein; dann würden die Meteorographen Kurven liefern, die vermutlich für Auf- und Abstieg auswertbar sein könnten.

I., 4 Über die Verarbeitung der aerologischen Beobachtungen.

Referat von Prof. Dr. G. Stüve, Frankfurt/Main.

Für eine zusammenfassende Darstellung von Aufstiegsergebnissen kommen in der Hauptsache zwei Wege in Frage:

Erstens die gleichzeitige Bearbeitung der Beobachtungen eines größeren Gebietes und zweitens die Bearbeitung der zeitlichen Aufeinanderfolge der Beobachtungsresultate über einem Ort.

Die letzte Methode hat den Vorzug, daß systematische Differenzen zwischen den Ergebnissen von Beobachtungen verschiedener Stationen nicht ins Gewicht fallen, die nach verschiedenen Grundsätzen angestellt und ausgewertet worden sind. Für die Darstellung dieser zeitlichen Aufeinanderfolgen (Isoplethen) eignet sich in erster Linie die potentielle Temperatur, da sie ein individuelles Charakteristikum der Luftmassen darstellt. Die Diskontinuitäten, die ja die Grenzen der einzelnen Luftkörper sind, verändern ihre potentielle Temperatur nur in geringem Maße, solange keine nennenswerten Wärmeumsätze stattfinden. Diese geschehen in der Hauptsache bei der Kondensation des Wasserdampfes, und man ist in solchen Fällen gezwungen, die pseudopotentielle Temperatur oder die von ihr wenig verschiedene äquivalent-potentielle Temperatur zu verwenden. Will man Energieänderungen untersuchen, so wird man statt der potentiellen Temperatur lieber Isoplethen der Entropie zeichnen und mit ihr vereinigt auch Isoplethen der

wahren Temperatur. Die in diesen kombinierten Isoplethen ausgezählten Solenoide ergeben dann die Energieänderungen von einem Beobachtungstermin zum andern.

Man erhält letztere aber einfacher durch die Darstellung der relativen Topographien bezw. der mittleren virtuellen Temperatur der Hauptdruckschichten, wobei auch auf die Darstellung der absoluten Topographien, wenigstens einiger Hauptdruckflächen, Wert gelegt werden muß.

Für die gleichzeitige Darstellung über einem größeren Gebiet ist, wie bereits erwähnt, erforderlich, daß zwischen den Beobachtungen einzelner Stationen keine systematischen Differenzen auftreten. Man kommt hier zu ähnlichen Darstellungen wie oben, wenn man vertikale Schnitte zeichnet, die den Verlauf der potentiellen Temperatur und der Inversionen enthalten und in die man auch zur Vervollständigung die Bewölkung einträgt. Nimmt man statt der potentiellen Temperatur die Entropie und zeichnet in die Schnitte außerdem noch die wahre Temperatur ein, so ergeben die ausgezählten Solenoide direkt die Energie der Zirkulationsbeschleunigung in der betreffenden vertikalen Fläche. Dieser Energie wird nahezu das Gleichgewicht gehalten durch die Energie der Zirkulationsbeschleunigung, die sich aus der vertikalen Windverteilung ergibt. Dagegen liefert die Differenz der Anzahl der Solenoide zwischen zwei Beobachtungsterminen eine zusätzliche Zirkulationsbeschleunigung, die je nach ihrem Vorzeichen als Ursache für Auf- oder Abgleitbewegungen gedeutet werden kann. Eine vollständigere Darstellung über einem ganzen Gebiet von diesen Zirkulationsbeschleunigungen erhält man durch Zeichnen von Karten der relativen Topographie von Hauptdruckschichten, bezw. deren mittleren virtueller Temperatur. Die zeitlichen Differenzen dieser Karten zwischen zwei Beobachtungsterminen liefern wieder die zusätzlichen Zirkulationsbeschleunigungen, die zu Auf- und Abgleitbewegungen führen,

während die Zirkulationsbeschleunigungen einer Karte meist nicht zur Wirkung kommen, da ihnen das Gleichgewicht gehalten wird durch die Zirkualtionsbeschleunigungen, die sich aus der Windverteilung ergeben. Die so gewonnene Darstellung der potentiellen Energie der Massenverteilung ist noch zu ergänzen durch die potentielle Energie, die sich aus der Druckverteilung mit Hilfe der absoluten Topographien der Hauptdruckflächen ergibt.

Eine weitere Energie, die bei den Wetterabläufen eine große Rolle spielt, ist die, die durch den vertikalen Aufbau der Atmosphäre über einer Station gegeben ist in Verbindung mit der Energie der Kondensationswärme. Diese Energien können gewonnen werden durch das bekannte ausplanimetrieren der Tephigramme oder entsprechender ähnlicher Darstellungen der Zustandskurven.

Auf weitere Einzelheiten dieser Arbeitsmethoden soll hier nicht weiter eingegangen werden, es wird verwiesen auf den zweiten Band des Meteorologischen Taschenbuches von F. Linke, der demnächst erscheint. Wegen der theoretischen Grundlagen wird verwiesen auf das Handbuch der Geophysik, Band 9, Lieferung 2, der voraussichtlich im kommenden Frühjahr erscheint.

Im Laufe der ausgedehnten und lebhaften Aussprache trat eine Kommission, bestehend aus den Herren Engelmann, Noth, Raethjen und Stüve, zusammen und arbeitete Vorschläge zur Erweiterung der aerologischen Meldungen der einzelnen Stationen und zur Änderung der "Aerologischen Übersicht" aus. Die weitere Besprechung führte zur Annahme des im folgenden wiedergegebenen Vorschlages. Dabei sind sich die Anwesenden darüber im klaren, daß die Erweiterung der Meldungen der einzelnen aerologischen Stationen durch Hinzunahme von Energiewerten in einem besonderen Schlüssel zunächst natürlich nur als ein Versuch betrachtet werden kann. Dieser Versuch soll aber unbedingt durchgeführt werden, um erstens das wertvolle

Material der aerologischen Stationen wirklich in weitestgehendem Maße auszunützen und zweitens eine Entlastung der Flugwetterwarte Berlin bei der täglichen Bearbeitung der aerologischen Übersicht zu ermöglichen. Es gibt in der vorgeschlagenen Fassung mehrere Punkte, die vom exakt theoretischen Standpunkte aus bedenklich erscheinen; so die Extrapolation zum Geopotentialwert der 1000 mbar-Fläche auch in München und Friedrichshafen und für alle Stationen, insbesondere Friedrichshafen und Lindenberg, die Extrapolation der Temperaturkurve über die Gipfelhöhe des Aufstieges hinaus, die zur Berechnung der mittleren virtuellen Temperatur zwischen 800 und 500 mbar oft notwendig werden wird. Hier darf der Wert 550 mbar, bei dessen Erreichung die Extrapolation noch statthaft sein soll, natürlich nicht als absolut feste Schranke gelten, -- es wird Fälle geben, in denen die Extrapolation für 50 mbar Höhendifferenz sehr bedenklich und Fälle, in denen die Extrapolation in gewissem Grade dem Urteil des Bearbeiters, der ja zum mindest beim Flugzeugaufstieg die Verhältnisse "über Gipfel" beobachtet hat, anheimgestellt, wann er die Extrapolation noch ausführen will und wann nicht.

Ob die beiden genannten Schwierigkeiten sich auf die praktische Verwertung der Angaben wirklich störend auswirken werden, das kann am besten die Erfahrung lehren. Bei der ganzen Anlage des Sonderschlüssels mußte auch Rücksicht genommen werden (und wurde bewußt genommen) auf die Arbeitszeit und die Arbeitsfähigkeit, die dem Meteorologen einer Wetterflugstelle bei der Auswertung seines Aufstieges direkt nach Beendigung des Höhenfluges zur Verfügung stehen. Ob die Zusatzmeldungen der aerologischen Stationen in dem Sonderschlüssel in der vorgeschlagenen Form von Bestand sein werden, bleibt dahingestellt. Zum mindest wird der ganze Vorschlag auch insofern seinen Zweck erfüllen, als er den Verbraucher des aerologischen Materials zu eingehender Beschäftigung

mit den Vorstellungen und Gedankengängen der meteorolo - gischen Thermodynamik zwingt.

Zu den aerologischen Meldungen.

Vorschläge der Kommission, ausgearbeitet von Dr.P.Raethjen Wetterflugstelle Königsberg/Pr.

In dieser Ausarbeitung wurden bei Zusammenstellung der Niederschrift in der Zentralstelle für Flugsicherung mit Zustimmung Dr. Raethjens noch einige geringfügige Änderungen vorgenommen, die es ermöglichen sollten, die Ausarbeitung gleich als eindeutige Anweisung zur späte - ren Benutzung des Sonderschlüssels gelten zu lassen.

A. Zur Aerologischen Übersicht.

Die "Aerologische Übersicht, welche täglich 1020Uhr von Berlin gefunkt wird, soll eine synoptische Übersicht über die in Deutschland vorgenommenen aerologischen Messungen und Beobachtungen bringen. Dazu wurden seit Mai 1931 sämtliche deutschen aerologischen Meldungen in Berlin bearbeitet und eine Übersicht über das synoptische Resultat dieser Bearbeitung in Klartext ausgestrahlt. Im wesentlichen wurde bisher in diesen Klartexten die Bewegung der Luftkörper angegeben und in Beziehung gesetzt zu den einzelnen aerologischen Messungen. Da der Referent im Mai und Juni 1932 den Beratungsdienst an der Flugwetterwarte Königsberg versah, hatte er Gelegenheit, selbst die "Aerologische Übersicht" darauf zu prüfen, ob sie ein hinreichendes synoptisches Bild der aerologischen Messungen bringt. Es fiel ihm dabei auf, daß erstens die Klartexte der Höhenaufstiege, also vor allem die Wolkenbeobachtungen der Wetterflugstellen, in der Aerologischen Übersicht wenig Verwendung fanden, und, daß zweitens die Stabilitäts- und Labilitäts-Verhältnisse (vor allem eventuell Feuchtlabilität) nicht genügend zur Geltung kamen.

Auch schien es praktisch, die synoptische Gegenüberstellung von Temperatur und Druck an den einzelnen Aufstiegsstellen lieber in einem Schlüssel, als im Klartext zu geben. Aus diesen Gründen reichte die Wetterflugstelle Königsberg/Pr. im Sommer 1932 der Zentralstelle für Flugsicherung einen Vorschlag zur Disposition der Aerologischen Übersicht ein, welcher am 10. Januar 1933 von der vorgenannten Kommission durchgearbeitet wurde und mit einigen Änderungen Zustimmung fand.

I. Schlüssel der Aerologischen Übersicht.

Es wurde ein Schlüssel ausgearbeitet, welcher außer dem gewöhnlichen "Temp-Schlüssel" gegeben werden soll und die synoptische Übersicht über die Verteilung der potentiellen Energie ermöglicht. Dieser Schlüssel soll natürlich nur solche Größen enthalten, welche als absolut reell anzusehen sind, welche also als gemessene Größen gelten können (nicht Ansichten eines Meteorologen). Diese Größen (im wesentlichen Energiegrößen) sind daher an jeder Aufstiegsstelle zu ermitteln und auf dem Funkwege verschlüsselt nach Berlin zu melden, von wo sie nach Art eines Sammelobses am Anfang der Aerologischen Übersicht ausgestrahlt werden.

Es gibt nun nach Refsdal, Thermodynamik der Atmosphäre (1932), zwei Arten potentieller Energie: erstens die potentielle Energie nebeneinanderlagernder (verschieden schwerer) Luftmassen, zweitens die potentielle Energie übereinanderlagernder Luftmassen, die "Labilitätsenergie". Die zuerst genannte Energie kann nur synoptisch ausgewertet werden aus der (synoptisch betrachteten) horizontalen Massenverteilung; die Labilitätsenergie dagegen kann an jeder Aufstiegsstelle für sich angegeben werden, ebenso diejenige Energie, welche zur Auslösung der labilen Umlagerung, also zum Freimachen der Labilitätsenergie notwendig ist. Der Schlüssel beginnt nun mit

1. der Angabe der aerologischen Station und der Gipfel - höhe des Aufstiegs in der ersten Fünfergruppe:

I I I H H

Es bedeutet: III = Kennziffer der aerologischen Station
HH = Gipfelhöhe des Aufstieges in geodynamischen 100 - Metern (geopotential) über dem Meeresspiegel.

2. Daran schließen sich die Angaben welche einen Über - blick gestatten über die potentielle Energie neben - einander lagernder Luftmassen in zwei weiteren Fün - fergruppen.
(Vorschlag von Prof. G. Stüve):

$G_1\ G_1\ G_1\ T_{vl}\ T_{vl}$ $\qquad$ $G_2\ G_2\ G_2\ T_{v2}\ T_{v2}$

Hier bedeutet:

$G_1\ G_1\ G_1$ = Geopotential der 1000-Millibar-Fläche in geodynamischen Metern. Die erste Ziffer des vierstel - ligen Geopotentials wird im Schlüssel fortgelassen. Negative Geopotentiale werden von 1000 abgezogen. (Das Geopotential der 1000-Millibar-Fläche muß also auch dann bestimmt werden, wenn diese unter der Erdoberfläche liegt).

$T_{vl}\ T_{vl}$ = Mittlere virtuelle Temperatur der atmosphärischen Schicht zwischen 1000 und 800 mbar (bodennahe Konvektionsschicht). Als Mittel gilt das arithmetische Mittel der beiden mittleren virtuellen Temperaturen in den

Schichten: 1000-900 mbar und 900-800 mbar.

$G_2\ G_2\ G_2$ = Geopotential der 500-Millibar-Fläche in geodynamischen Metern. Die erste Ziffer des vierstelligen Geopotentials wird im Schlüssel fortgelassen. Wenn der Aufstieg sich auch nur bis 550 mbar erstreckt, ist das Geopotential der 500-Millibar-Fläche durch Extrapolation der Temperaturkurve zu ermitteln.

$T_{v2}\ T_{v2}$ = Mittlere virtuelle Temperatur der atmosphärischen Schicht zwischen 800 und 500 mbar. Auch diese Werte werden über 550mbar extrapoliert, wenn sie nicht gemessen worden sind. Als Mittel gilt das arithmetische Mittel der drei mittleren virtuellen Temperaturen in den Schichten 800-700 mbar, 700-600 mbar, 600-500 mbar.

3. Als letztes kommen zwei Vierergruppen, welche die Stabilitäts- bezw. Labilitätsenergie am Aufstiegsort angeben:

K K A A L L T_d T_d

Diese Energie ist natürlich in weitgehendem Maße von der vorhandenen Feuchtigkeit abhängig, oder, genauer gesagt, von dem Kondensationsniveau der Cu-Bewölkung. Über dem Kondensationsniveau (KK) muß nämlich die Stabilitäts- und Labilitätsenergie auf die Feuchtadiabate bezogen werden, unter dem Kondensationsniveau auf die Trockenadiabate. Daher muß auch das Kondensationsniveau (KK) im Schlüssel mit angegeben werden.

Das Kondensationsniveau hängt natürlich davon ab, auf welche Weise die Kondensation zu Stande kommt. In den weitaus meisten Fällen kommt die Cumulus-Kondensation zu Stande durch die dem Boden zugestrahlte Wärme. Daher soll das Kondensationsniveau (KK) so bestimmt werden, als ob die spezifische Feuchte ungeändert bleibt und die Wolkenbildung dadurch eingeleitet wird, daß die bodennahe Luftschicht allmählich erwärmt wird. Auf diese Art wird in den meisten Fällen das Kondensationsniveau der Cu-Bildung aus dem 8-Uhr-Aufstieg richtig auszuwerten sein. In manchen Fällen wird allerdings die Wolkenbildung in einem anderen Niveau beginnen, z.B. wenn ein herankommender neuer Luftkörper die Wolkenbildung verursacht. Auch kann man in vereinzelnten Fällen bereits um 8 Uhr bei dem Aufstieg kleine Cu-Bildungen in einem gänzlich anderen Niveau beobachten. Diese Morgen-Bewölkung wird aber meist im Laufe des Vormittags wieder aufgelöst und durch die normale Cu-Bildung ersetzt. Auf alle Fälle soll in der hier vorgeschlagenen aerologischen Meldung nach einheitlichen Gesichtspunkten ein Maß für die Labilitätsenergie gegeben werden, welche nach dem 8-Uhr-Aufstieg unter normalen Verhältnissen auftreten müßte. Daher soll für den hier vorgeschlagenen Schlüssel der Grundsatz gelten, daß sowohl das Kondensationsniveau, als auch die Labilitäts- und Stabilitätsenergie so bestimmt werden, als ob die Cu-Bildung infolge einer Erwärmung der bodennahen Luft eintritt.

In diesem Sinne bedeutet also:

KK = Cumulus-Kondensationsniveau in geodynamischen 100-Metern (Geopotential) über dem Meeresspiegel. Im thermodynamischen Adiabatenpapier von Stüve gewinnt man dieses Niveau (K) als Schnittpunkt der Temperaturkurve mit der (steilen rot gestrichelten) Kurve s der maximalen spezifischen

Feuchte, welche der spezifischen Feuchte der bodennahen Luft entspricht. Man bestimmt also zunächst die spezifische Feuchte am Boden (an einem frei gelegenen luftigen Platz), sucht sich dann die (steile rot gestrichelte) Linie s der maximalen spezifischen Feuchte, welche diesem Wert zugeordnet ist, und gewinnt das Kondensationsniveau als Niveau des Schnittpunktes K, mit der beim Aufstieg gemessenen Temperaturkurve. (Siehe die Abbildung 140). Liegt das Cumuluskondensationsniveau über der Gipfelhöhe des Aufstieges, so ist im Schlüssel 99 einzusetzen.
Ob eine solche Kondensation wirklich eintritt,das hängt vor allem davon ab, wieviel Wärmeenergie dieserhalb dem Erdboden zugeführt werden muß.Wir nennen diese Energie die "Auslöseenergie" A.

Es bedeutet also:

AA = Auslösungsenergie, welche in Form von Wärme der bodennahen Luftschicht zugeführt werden muß, um die Kondensation auszulösen.
Im Adiabatenblatt von Stüve ist die Auslösungsenergie durch eine Fläche bestimmt, welche unterhalb des Kondensationspunktes K links von der Temperaturkurve begrenzt wird und rechts von der durch K gehenden Trockenadiabate t,unten durch die Isobare des am Boden gemessenen Druckes.(In der Abbildung die schraffierte Fläche A unterhalb des Kondensationspunktes K). Die Auslöse - energie ist natürlich stets positiv, sie bedeutet stets eine Stabilität.

Ferner bedeutet:

LL = Stabilitäts- bezw. Labilitätsenergie, welche zwischen dem Kondensationsniveau K und der 600mbar-Fläche vorhanden ist. Im thermodynamischen Adiaba-

tenpapier von Stüve stellt sich diese Energie als eine Fläche L dar, welche oberhalb des Kondensationspunktes K liegt und auf einer Seite durch die Temperaturkurve des Aufstieges, auf der anderen Seite durch diejenige Feuchtadiabate f begrenzt ist, welche durch den Punkt K geht.(In der Abbildung schraffierte Fläche L oberhalb des Kondensationspunktes K). Diese Fläche ist positiv zu rechnen, wenn sie Stabilitätsenergie bedeutet, negativ, wenn sie Labilitätsenergie bedeutet. Als Gesamtenergie LL gilt die algebraische Summe der einzelnen mit Vorzeichen gerechneten Flächenstücke. Es ist also wohl möglich, daß unten Labilität und oben Stabilität vorhanden ist und dennoch die Gesamtenergie LL zwischen dem Kondensationsniveau K und der 600-mbar-Fläche verschwindet. LL bedeutet im Schlüssel die Gesamtenergie zwischen KK und 600 mbar. (Wenn überhaupt eine wesentliche Feuchtlabilität vorhanden ist, so wird aber erfahrungsgemäß LL immer negativ sein.)

Ein negatives Vorzeichen von LL wird verschlüsselt, indem man den Betrag der Energie von 100 abzieht.

Als Einheit der Energie AA und LL wird die Flächeneinheit in den Koordinaten des Stüveschen Adiabatenblattes gewählt. Da dieses Koordinatenblatt auf der Abszisse das Temperaturmaß ^{o}C trägt, in der Ordinate aber (nahezu) das Höhenmaß (log p), so wird als Einheit der Fläche definiert die Größe: $1^{o}C$. 200 m. Man gewinnt die Größe der Fläche A oder L (Abbildung), indem man sich mit 200 m Höhendifferenz horizontale Schraffierstriche hineinlegt, die Länge dieser Schraffierstriche in Grad Celsius ausdrückt und dann die Gesamtlänge (in ^{o}C) der Schraffur durch Addition ermit -

telt. Das Vorzeichen ist dabei in der vorher angegebenen Weise zu beachten. (Stabilität positiv, Labilität negativ.)

Praktisch werden auf diese Weise die verschlüsselten Werte der Labilität LL zwischen 70 und 99 bleiben. Werte der Stabilitätsenergie LL, welche in der angegebenen Einheit größer, als 69, werden, sind dann mit 69 zu verschlüsseln, damit bei starker Stabilität im Schlüssel keine Labilität vorgetäuscht wird. Besonders große Werte nimmt erfahrungsgemäß die Auslöseenergie AA im winterlichen Hoch ein. Da AA stets positiv ist, steht für die Auslöseenergie im Schlüssel die Skala 00 bis 99 zur Verfügung. Werte über 99 sind dann mit 99 zu verschlüsseln. Dieser Wert wäre auch dann einzusetzen, wenn zwar das Cumulus-Kondensationsniveau über dem Gipfel des Aufstieges liegt, aber doch zu erkennen ist, daß die Auslösenergie mehr als 99 beträgt.

Nun kann man sich natürlich nicht verhehlen, daß eine große Willkür in dem Übereinkommen liegt, nach welchem die Labilitätsenergie LL nur bis 600 mbar herauf angegeben wird. Es muß aber doch, der synoptischen Vergleichbarkeit wegen, eine einheitliche Übereinkunft getroffen werden. Dennoch kann es natürlich von größter Bedeutung sein, ob über 600 mbar noch wesentliche Labilität auftritt, oder nicht. Diese Frage läßt sich am besten beurteilen durch das Vorzeichen und die Größe des Energieflächenelementes in Gipfelhöhe des Aufstieges, also durch die dort vorhandene Temperaturdifferenz zwischen der Aufstiegskurve und der Feuchtadiabate (in der Abbildung T_d). Diese Temperaturdifferenz läßt auch den Schluß zu, ob über der Gipfelhöhe noch wesentliche Labilität erwartet werden muß, oder nicht. Da die Gipfelhö-

he am Anfang des Schlüssels (HH) angegeben ist, so genügt also die Angabe der genannten Temperatur - differenz mit Vorzeichen am Ende des Schlüssels, um das Bild von der vorhandenen Labilität (oder Stabilität) vollständig zu machen.

Es bedeutet also:

$T_d\ T_d$ =Die Differenz zwischen der Gipfeltemperatur des Aufstieges und derjenigen Temperatur, welche die durch K gelegte Feuchtadiabate in Gipfelhöhe angibt, in halben Grad C. Das Vorzeichen dieser Differenz ist negativ bei Labilität, (wenn die Gip - feltemperatur tiefer ist, als die auf der Feucht - adiabate) positiv bei Stabilität, (wenn die Gip - feltemperatur höher ist, als die auf der Feuchta - diabate). Negative Vorzeichen werden verschlüsselt, indem man den Betrag der Differenz von 100 abzieht. Der Gesamtschlüssel für die aerologischen Energiemeldungen lautet also:

IIIHH $GGGT_vT_v$ $GGGT_vT_v$ KKAA LLT_dT_d

(3 Fünfergruppen und 2 Vierergruppen).

Es wird vorgeschlagen, daß jede aerologische Aufstiegsstelle nach diesem Schlüssel ihre Energie - angaben nach Berlin meldet und daß Berlin diese gesammelten Meldungen am Anfang der Aerologischen Übersicht ausstrahlt.

II. Klartext der Aerologischen Übersicht.

An den Schlüssel der Aerologischen Übersicht soll sich ein Klartext schließen, welcher im wesentlichen das Resultat der in Berlin vorgenommenen synoptischen Verarbeitung sämtlicher Höhenmessungen einschließlich der Bergstationen und Höhenwindmessungen darstellt.

Dieser Klartext soll enthalten:

1. Eine Übersicht über die Lage und Bewegung der Luft -

körper und Druckgebilde. (Diese Übersicht ist ja auch bisher fast immer gegeben worden).

2. Eine Übersicht über die vorhandene potentielle Energie und eventuell ihre Verteilung. Dabei wäre natürlich die potentielle Energie nebeneinanderlagernder Luftmassen und die Labilitätsenergie (und Stabilitätsenergie) getrennt zu behandeln. Bei Labilitätsenergie müßte das Auftreten von Cu-cast und Cunb besonders erwähnt werden (nach den Klartexten der Temps auszuwerten). Ob es allerdings möglich sein wird, die potentielle Energie nebeneinander lagernder Luftmassen in der kurzen Zeit zwischen dem Eingang der Meldungen von den Aufstiegsstellen und dem Ausstrahlungstermin für die Aerologische Übersicht durch Zeichnen geeigneter topographischer Karten exakt zu behandeln,kann nur die Praxis lehren.
3. Einen Hinweis auf bevorstehende Veränderungen, welche sich aus dem Vorhandensein der Energieen ergeben.Auch hierbei kann nur die Praxis lehren, wie weit die zur Verfügung stehende Zeit ausreichend ist.

Die Abfassung des Klartextes wird natürlich in gewissen Grenzen abhängig sein von den Anschauungen und der Arbeitsweise desjenigen Meteorologen, der die aerologische Übersicht bearbeitet. Aus diesem Grunde hat sich ja auch der Wunsch geltend gemacht, daß vor dem Klartext verschlüsselte Angaben vorausgeschickt werden, welche von persönlichen Anschauungen und Arbeitsmethoden unabhängig sind. Dennoch kann man auf den Klartext nicht ganz verzichten. Es bewirkt erstens, daß Übermittelungsfehler im Schlüssel nicht zu katastrophalen Irrtümern führen können, zweitens kann der Klartext eine wesentliche Vorarbeit leisten für die Verarbeitung der im Schlüssel angegebenen Größen. Kritiklos werden natürlich die im Klartext mitgeteilten Ansichten nicht aufgenommen werden können.

B. Auswertung und Meldung der spezifischen Feuchte.

Mehrere Flugwetterwarten äußern schon seit länge - rer Zeit den Wunsch, daß außer den Werten der relativen Feuchtigkeit, welche bisher von allen Aufstiegsstellen im Temp gemeldet werden, auch die zugehörigen Werte der spezifischen Feuchtigkeit bei den einzelnen Aufstiegs - stellen ausgewertet und im Temp mitgeteilt werden sollen. Die Flugwetterwarten benötigen diese Werte insbesondere zur Bestimmung der Äquivalenttemperaturen. Es wird vor - geschlagen, am Schluß des Temp die spezifischen Feuchte- werte der Reihe nach anzugeben, welche zu den im Temp an- gegebenen relativen Feuchten gehören, und zwar in Vierer- gruppen:

SSSS SSSS SSSS SSSS ....

Jede Gruppe enthält zwei Feuchtewerte. Die spezifische Feuchte wird also als zweistellige Zahl angegeben und zwar in der Einheit gr/kg, wenn die spezifische Feuchte 10 gr/kg erreicht oder übersteigt, in der Einheit 1/10 gr/kg, wenn die spezifische Feuchte weniger als 10gr/kg beträgt. Ist die Anzahl der im Temp angegebenen markan - ten Punkte ungerade, so kann die letzte Vierergruppe nur einen Feuchtewert enthalten; für die beiden letzten Zif- fern der letzten Vierergruppen ist in diesem Falle 00 einzusetzen (nicht xx !).

Da diese Vierergruppen den Funkspruch nicht unbeträcht - lich verlängern, wird vorgeschlagen, daß die Drucke in den geometrischen 1000 m-Stufen, welche bisher am Schluß des Temp gemeldet wurden, nicht mehr gemeldet werden, wenn die spezifischen Feuchtewerte zur Meldung kommen.

I., 5 Bestimmung des Höhenwindes aus der Abdrift des Wetterflugzeuges.

Referat von Dr.P. Raethjen, Wetterflugstelle Königsberg/Pr.

Als im Sommer 1930 Herr Dr. Bleeker aus De Bilt

die Wetterflugstelle Darmstadt besuchte, berichtete er uns, daß in Holland die aerologischen Flugzeugaufstiege auch zur ungefähren Bestimmung des Höhenwindes Verwendung finden. Die holländischen Flugzeugführer sind angewiesen, nach jedem Aufstieg die Gesamtversetzung anzugeben, welche das Flugzeug während des An- und Abstieges durch den Wind erfahren hatte. Das war für mich die Anregung, systematische Versuche zur Bestimmung des Höhenwindes aus der Abdrift des Wetterflugzeuges anzustellen. In Darmstadt hatten wir uns auch schon vor dieser Anregung mit der Bestimmung der Windabdrift beschäftigt,dies jedoch mehr unter dem Gesichtspunkte, daß wir weite Abdriften - 100 km und mehr Abdrift während des Aufstieges kamen vor - vermeiden wollten. Da wir in Darmstadt eine Wetterkarte nicht rechtzeitig in die Hand bekamen, konnten wir vor dem Aufstieg den zu erwartenden Höhenwind nicht abschätzen. Wir mußten daher den Höhenwind während des Anstieges feststellen, um bei dem Abstieg nach Darmstadt zurückkehren zu können. Späterhin in Königsberg Pr. bin ich dazu übergegangen, eine systematische Peilmethode für die Bestimmung des Höhenwindes im Flugzeug auszuarbeiten und die mit dieser Methode bestimmten Höhenwinde im Klartext des Temp der Funkmeldung mitzugeben, wenn eine Wolkendecke die Messung des Höhenwindes mit einem Pilotballon unmöglich machte. Selbstverständlich handelte es sich dabei nur um rohe Windangaben. Die hohe Eigenschaftsgeschwindigkeit des Flugzeuges (100bis 150 km/h) gestattete nur Abdriften von mehr als 30 km/h eindeutig zu bestimmen. Die Peilmethode baut sich natürlich auf auf dem Bewegungsdreieck der drei Bewegungen des abgedrifteten Flugzeuges, des Windes und des nicht abgedrifteten Flugzeuges. (Abbildung 137). Man denkt sich zunächst das Flugzeug nur eigenbewegt (nicht abgedriftet), der Geschwindigkeitsvektor sei v. Dazu kommt die Abdrift des Windes mit dem Vektor w, und es resultiert die abgedriftete Bewegung des Flugzeuges mit dem

vektor r. Man könnte nun direkt mit Staudruckmesser, Kompas, Karte und Stoppuhr die Vektoren r und v messen und dieselben dann zu dem Vektorendreieck zusammensetzen und so den Windvektor w bestimmen. - So wird es ja in der Luftnavigationslehre gelehrt.- Diese Methode zeigte sich aber nicht als brauchbar, weil der Erdboden nicht immer zu sehen ist, und weil die Arbeit mit Navigationsgerät beim Höhenaufstieg wegen der großen Kälte sehr unbequem ist. Vor allem aber führt die übliche Methode der Abdriftbestimmung nur dann zu hinreichend genauen Resultaten, wenn man längere Strecken geradeaus fliegt.

Im Wetterflug will man langes Geradeausfliegen vermeiden, man hat aber den Vorteil, daß man für kürzere Zeiten den Kurs beliebig wählen kann. Diesen Vorteil machte ich mir zu Nutze bei der Ausarbeitung meiner Peilmethode.

Diese Peilmethode verzichtet auf eine vollständige Bestimmung des Vektors r und beschränkt sich auf die Bestimmung des Abdriftwinkels δ, welcher die Eigenbewegung des Flugzeuges v (also die Rumpfachse des Flugzeuges) mit der resultierenden Flugzeugbewegung r einschließt. Als "Peilung" bezeichne ich dabei die Abschätzung des Abdriftwinkels

I. Peilung gegen den Erdboden.

Solange man den Erdboden sehen kann, werden die Geschwindigkeitsvektoren auf ein erdfestes Koordinatensystem bezogen.

Die Abdriftbestimmung zerfällt in die vorausgehende Windrichtungsbestimmung und die anschließende Windstärkebestimmung. Die erstere geschieht dadurch, daß man sich diejenige Flugrichtung sucht, in welcher der Abdriftwinkel δ verschwindet. Am einfachsten geschieht das wohl mittels eines Kurvenfluges auf einem großen Kreis. Genauer wird die Windrichtungsbestimmung, wenn

man zwei Peilungen in zwei beliebigen, aufeinander senkrecht stehenden Flugrichtungen (Vektoren v) vornimmt. Wenn das noch nicht genügt, macht man eine weitere Peilung mit einer Flugrichtung, welche zwischen den beiden zuerst gewählten liegt. Auf diese Art kann man die Flugrichtung, welche den Abdriftwinkel $\delta = 0$ ergibt, allmählich eingabeln. Am genauesten wird diese Eingabelung, wenn man dabei gegen den Wind fliegt (nicht mit dem Wind).

Während jeder Peilung muß der Flugzeugführer streng geradeaus fliegen (ohne den Anstieg zu unterbrechen). Der Beobachter gibt ihm ein diesbezügliches Kommando, z.B.: "Kurs SSW zum Peilen!"

Die Peilung selbst geschieht durch Beobachtung eines Punktes am Erdboden (eines Hauses oder einer Waldecke usw.), welcher in Bezug auf das Flugzeug unter dem Abdriftwinkel δ nach hinten abwandert. (Abbildung 138). Man denkt sich bei der Peilung ein Koordinatensystem mit dem Flugzeug fest verbunden und sucht sich die geradlinige Bewegungsbahn des Bodenpunktes in diesem System. Dieses kann man sich erleichtern, indem man z.B. bei dem Tiefdecker A20 über die Hinterkante des Tragflügels vist. Wenn das Flugzeug nur wenig schwankt oder kurvt, ist die Peilung gestört. Sie wird umso weniger gestört, je steiler man nach unten visiert, und je länger man die Bewegung des Bodenpunktes verfolgt. Beim Tiefdecker (A 20) visiert man also steil nach unten an der Hinterkante des Tragdeckes vorbei und faßt irgendeinen Bodenpunkt ins Auge, welcher gerade hinter der Tragdeckhinterkante auftaucht. Man merkt sich dabei die Stelle A der Tragdeckhinterkante, wo der Punkt aufgetaucht ist (Abbildung 138). Nun wandert der Punkt schräg nach hinten auf einer irgendwie schwankenden Bahn. Je länger man ihn beobachtet, umsomehr wird man gewahr, daß die Abwanderungsbahn um eine Gerade herumschwankt, welche durch den Auftauchpunkt A geht. Diese Gerade (Abbildung 138) schließt mit der Längsachse (Rumpfachse) des Flugzeuges den

Abdriftwinkel δ ein.

Nachdem so die Windrichtung bestimmt ist, wählt man eine Eigenflugrichtung v (Richtung der Rumpfachse), welche senkrecht auf der Windrichtung steht. Das Abdriftdreieck ist also in diesem Falle ein rechtwinkliges (Abbildung 139), die Vektoren v und w schließen einen rechten Winkel ein. Darauf peilt man in gleicher Weise, wie zuvor den Abdriftwinkel δ, oder besser noch direkt das Verhältnis ε zwischen der seitlichen Abwanderung des Bodenpunktes und der Abwanderung parallel zur Rumpfachse (Abbildung 139). Dieses Verhältnis ist direkt das Verhältnis zwischen der Windgeschwindigkeit und der Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges. Man mißt also nach Augenmaß durch direkte Beobachtung die Windgeschwindigkeit mit dem Maß der Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges, (z.B. w = 1/4 v). Da die Eigengeschwindigkeit v des Flugzeuges bekannt ist (bei der A 20 im Steigflug 120 km/h), kann man somit auch eine Windstärke w in km/h angeben.

II. Peilung über geschlossenen Wolkendecken.

Nun werden Sie mit Recht einwenden: "Die Peilung gegen den Erdboden kann uns nichts Neues bringen; wenn keine geschlossene Wolkendecke vorhanden ist, so kann man den Höhenwind mit einem Pilotballon viel genauer messen."

Daher muß man über einer geschlossenen Wolkendecke nicht gegen den Erdboden peilen, sondern gegen die Wolkenoberfläche. Das Koordinatensystem dieser Peilung ist dann also nicht der Erdboden, sondern die Wolkenoberfläche. In den meisten Fällen gibt es auf der Wolkenfläche genügend individuelle Formen, deren Abwanderung nach hinten man ebenso peilend verfolgen kann, wie ich es unter I. für Erdbodenpunkte beschrieben habe. Wo allerdings eine Wolkendecke mit strukturloser milchigtrüber Oberfläche durchstiegen wird, da kann man über dieser

Wolke nicht mehr peilen, doch ist dieser Fall verhältnismäßig selten. Man kann also in den meisten Fällen auch den Höhenwind über einer geschlossenen Wolkendecke durch Abdriftpeilung bestimmen, nur nicht im erdfesten Koordinatensystem, sondern in einem Koordinatensystem, welches mit der Wolkendecke bewegt ist. Wenn man nun dicht unter der Wolkendecke eine Peilung gegen den Erdboden gemacht hat, so kennt man die Bewegung w_o der Wolkendecke gegen den Erdboden. Peilt man über der Wolkendecke den Wind w_1 gegen die Wolkenoberfläche, so erhält man dort den Wind gegenüber dem Erdboden (den gesuchten Windvektor) durch vektorielle Addition der Vektoren w_o und w_1. Bei mehreren Wolkendecken kann man über jeder neuen (n-ten) Wolkendecke in dieser Art eine neue Peilung gegen die Wolkendecke anstellen und einen Relativwind w_n ermitteln. Der Absolutwind (bezogen auf die Erde) ist dann jeweils die vektorielle Summe aller so gepeilten Relativwinde einschließlich des untersten Absolutwindes w_o. In der Praxis wird man diese Peilmethode wohl nicht über mehr als 2 bis 3 Wolkendecken ausdehnen, es dürften wohl auch selten mehr vorkommen. Der weitaus häufigste Fall ist eine geschlossene Stcu-Decke (besonders im Winter), also der Fall:

$$w = w_o + w_1$$

Bei nicht sehr mächtigen Stcu-Decken wird niemand ernstliche Zweifel haben, daß die Oberfläche dieser Wolkendecken noch den gleichen Wind hat, wie er dicht unter der Stcu-Decke herrscht. Dies muß man schon wegen des Vertikalaustausches annehmen, welcher ja in dem Stcu besonders kräftig ist. Fehlerhaft ist aber die Addition der Relativwinde dann, wenn innerhalb der Wolkendecke eine vertikale Windänderung auftritt. Ob man damit zu rechnen hat, dafür ist vor allem der vertikale Temperaturgradient innerhalb der Wolkenschicht maßgebend. Ist dieser feuchtadiabatisch oder überfeuchtadiabatisch, so braucht man bei Wolkendecken, welche weniger

als 1000 m mächtig sind, mit einer merklichen Wind - schichtung innerhalb der Wolken nicht zu rechnen. In manchen Fällen kann man jedoch direkt beobachten,daß die Wolkendecke geschichtet ist. Wenn dann die Temperaturmessung noch einen stabilen Temperaturgradienten zeigt,bezw. Inversionen innerhalb der Wolkendecke, so darf man der Addition der gepeilten Relativwinde keinen Glauben schenken.

In den meisten Fällen hat sich die Addition der Relativwinde als zutreffend erwiesen. Ein Kriterium dafür ist die Gesamtabdrift des An- und Abstieges. Diese erkennt man, wenn man nach dem Abstieg den Erdboden wieder zu sehen bekommt. In Königsberg ist es in zahlrei - chen Fällen gelungen, mit Hilfe der vorher beschriebenen Relativpeilung den An- und Abstieg so zu dirigieren, daß man nahe bei Königsberg wieder aus der untersten Wolkendecke heraus kam.

In der Aussprache sind sich die Anwesenden einig über den Wert und die Zweckmäßigkeit der von Dr. Raethjen entwickelten Methoden. Dr. Benkendorff betont insbesondere die Wichtigkeit aller Versuche zur Bestimmung des Windes über den Wolken und er - wähnt die bisher nicht sehr befriedigenden Erfah - rungen mit anderen Methoden.

II., 1 "Focke - Wulf A 47"

Ein Spezialflugzeug für die Sonderaufgaben des Wetter - flugdienstes.

Referat von Dipl.Ing. Zeyssig.
Zentralstelle für Flugsicherung.

Im Dezember 1932 wurde erstmalig ein für die Son - deraufgaben des Wetterflugdienstes neu entwickeltes Spezialflugzeug in den täglichen Aufstiegsdienst einer deut-

schen Wetterflugstelle (Hamburg) eingesetzt, ein Flug - zeug des Musters Focke-Wulf A 47.

Bisheriges Wetterfluggerät:

In den Anfängen der Wetterfliegerei unter der tatkräftigen Führung von Prof. Dr. Kurt Wegener standen nur behelfsmäßig geeignete, mäßig steigende und für andere Zwecke gebaute Flugzeuge zur Verfügung. Sie wurden spä - ter durch modernere Metallflugzeuge der Muster Junkers A 20 und A 35 ersetzt; indessen gehen auch diese Muster in ihrer Konstruktion bis auf das Jahr 1918 zurück, wa - ren für andere Zwecke geschaffen und sind - so wertvoll sie bei der Entwicklung der deutschen Wetterfliegerei waren - heute veraltet. Ihre Festigkeit, ihre Flugeigenschaften, ihre Steigleistung, die Unterbringung der Be - satzung und der meteorologischen Instrumente, nicht zu - letzt auch ihr in langjährigem Dienst abgeflogener Be - triebszustand, entsprechen nicht mehr den gesteigerten Anforderungen, die heute durch die Notwendigkeit der regelmäßigen Durchführung der täglichen Aufstiege bei je - der Wetterlage auf rund 6000 m Höhe gegeben sind.

Flugzeugbedarf bei Ausbau des Wetterflugnetzes.

Als das deutsche Wetterflugnetz im Jahre 1929 ausgebaut und auf fünf Stellen (Berlin, Hamburg, Darmstadt, München, Königsberg) erweitert wurde, entstand daher bald die Forderung nach einem dem Stand der Luftfahrt - Technik und den Anforderungen des Wetterflugdienstes angepaßten neuen Gerät.

Die in Deutschland vorhandenen hochwertigen neuen zweisitzigen Flugzeugmuster waren fast ausschließlich für die Zwecke der Ausbildung und des Sportes gebaut und befriedigten die meteorologischen Forderungen nur be - helfsmäßig.

Trotzdem wurde ein 80-pferdiges Leichtflugzeug versuchsweise in den Dienst einer Wetterflugstelle(Darm-

stadt) gestellt, um die Frage der Verwendungsmöglichkeit kleiner, in Anschaffung und Betrieb billiger Flugzeuge zu klären. Das Ergebnis war bei guten und mittleren Wetterlagen durchaus günstig; indessen reichte das Leichtflugzeug für die meteorologisch besonders interessanten und bei der Beratung des Luftverkehrs wichtigsten Schlechtwetterlagen nicht aus. Es kann daher nur eine, unter Umständen wertvolle, Ergänzung des eigentlichen Wetterflugzeugparks sein.

Zahlreiche Umstände, darunter die hervorragende Steigfähigkeit, sprachen für den Einsatz starker Flugzeuge mit 500- bis 800-pferdigen Motoren, von denen einige Muster vorhanden waren. Hier war jedoch die hohe Landegeschwindigkeit unerwünscht, die bei den im Wetterflugdienst nicht immer vermeidbaren Außenlandungen bei Nebel auf unbekanntem Gelände eine bedenkliche Gefährdung der Besatzung, der Instrumente und des Flugzeuges selbst zur Folge gehabt hätte. Schließlich war die Einführung starker Flugzeuge wegen der hohen Anschaffungs- und Betriebskosten mit Rücksicht auf die knappen verfügbaren Mittel nicht möglich.

Die Zentralstelle für Flugsicherung entschied sich daher, von der Verwendung vorhandener Muster abzusehen und ein Flugzeug mittlerer Motorenstärke für die besonderen Aufgaben des Wetterflugdienstes neu zu entwickeln.

Flugtechnische und meteorologische Anforderungen an das neue Wetterflugzeug.

Es konnten nunmehr erstmalig bei einem Flugzeugneubau alle meteorologischen und wetterflugtechnischen Sonderwünsche berücksichtigt werden.

Gefordert wurde:

1. Sicherheit
   a) hohe Baufestigkeit (für starke Böenbeanspruchung, steile Gleitflüge bei plötzlichen Nebeleinbrüchen

und für den Fall des "Herausrutschens" aus der Wolke).

b) Eigenstabilität (für die im Winterhalbjahr fast täglichen "Blindflüge" durch mächtige geschlossene Wolkendecken).

c) Trudelsicherheit (wie bei b), sowie als Schutz gegen "Überziehen" des Flugzeuges in Gipfelhöhe).

d) geringe Landegschwindigkeit (für den Fall von Außenlandungen bei Nebel auf unbekanntem Gelände).

2. Steigfähigkeit

a) einsitzig geflogen (ohne Meteorologen, für wissenschaftliche Sonderaufgaben in großer (Höhe) mit kleinster Zuladung:
mindestens 8000 m Gipfelhöhe

b) zweisitzig geflogen (Mittlere Zuladung im täglichen Aufstiegsdienst) mindestens 7000 m Gipfelhöhe

c) zweisitzig geflogen (höchste Zuladung mit zahlreichen schweren Instrumenten für wissenschaftliche Sonderaufgaben)
mindestens 6000 m Gipfelhöhe.

3. Regelmäßigkeit (Flugzeug und Motor in allen Teilen leicht zugänglich und leicht zu warten, immer startbereit; luftgekühlter Motor, wobei die Warmwasserbereitung im Winter fortfällt).

4. Zweckmäßige Unterbringung von Besatzung und meteorologischen Instrumenten

a) Reichlicher und gegen Wind und Überschlag gut geschützter Raum für Flugzeugführer und Meteorologen mit schwerer Winter-Höhen-Sonderbekleidung und Fallschirm
(Sitze im Fluge verstellbar, um nach Bedarf gute Sicht oder guten Windschutz zu erzielen).

b) Möglichkeit, das Flugzeug schnell mit Fallschirm zu verlassen.

c) Gut belüftete und geschützte Unterbringung je eines Meteorographen im Innern des linken und rechten Flügels (dadurch Herabsetzung des erheblichen Widerstandes frei aufgehängter Meteorographen).

d) Raum und Zuladung reichlich bemessen für Höhenatemgerät, Luftbildkammer, weiteres meteorologisches Gerät für Sonderaufgaben (z.B. Aspirationspsychrometer, Strahlungsmeßgeräte, luftelektrische Meßgeräte) usw. im Beobachtersitz.

e) Einbaumöglichkeit von 2 Luftbildmeßkammern für Wolken-Stero-Photogrammetrie am linken und rechten Flügelende mit möglichst großer Basis.

5. Möglichst geringe Unterschiede zwischen der Steig-Geschwindigkeit in Bodennähe und Gipfelhöhe zwecks Gewinnung stetiger Aufstiegskurven.

6. Vollkommene Instrumentierung mit Navigations-, Flugzeug- und Motor-Überwachungsinstrumenten (unter besonderer Berücksichtigung häufiger langer "Blindflüge") und mit einer Flugzeug-Langwellen-Kleinstation (Ziel- und Standortpeilung in und über den Wolken, sofortige Übermittlung wichtiger Ergebnisse und Augenbeobachtungen während des Fluges an die nächste Flugwetterwarte).

7. Wirtschaftlichkeit.
Wesentliche Herabsetzung der bisherigen Betriebskosten durch einfache Wartungsmöglichkeit und durch Verwendung eines schwächeren Motors mit geringerem Betriebsstoffverbrauch (trotzdem gesteigerte Leistungen).

Die Forderung nach Flugdauer konnte auf 2 1/2 bis 3 Stunden, die der Horizontalgeschwindigkeit im Voll-

gasflug auf etwa 160 km/h beschränkt werden, da das Wetterflugzeug in der Regel nach einer Stunde zum Heimathafen zurückgekehrt und im Streckendienst nur gelegentlichen Überführungsflügen gewachsen sein muß. Nur in diesen beiden Punkten waren die Forderungen geringer als im Luftverkehr und in der Ausbildung. Im übrigen wurden erhebliche Anforderungen gestellt.

Erste Ausführung des neuen Flugzeuges.

Den Auftrag auf Entwicklung und Bau des Flugzeugs erhielt - unter anderem wegen ihrer langjährigen Arbeiten auf dem Gebiet der Trudelsicherheit - die Firma Focke-Wulf-Flugzeugbau A.G., Bremen. Zum Einbau wurde der unlängst geschaffene 200-pferdige Argus As 10-Motor vorgesehen, also ein Triebwerk, das nur rund 2/3 der Leistung der bisher im Wetterflugdienst benutzten Motoren aufweist.

Während jedoch die bisherigen Motoren nur in Bodennähe Leistungen von 250 bis 350 PS, in der üblichen Wetterflughöhe von 6000 m entsprechend der Minderung des Luftdrucks aber nur noch Bruchteile dieser Leistung ergaben, wurde für den As 10 Motor ein Verdichter (Gebläse) entwickelt, der die Leistung des Motors bis 4500 m Höhe konstant hält und erst dann allmählich absinken läßt.

Nennenswerte Betriebserfahrungen mit deutschen Verdichtern lagen bei der Auftragserteilung für den Bau des neuen Flugzeuges noch nicht vor; mit der Entwicklung des As 10-Verdichters wurde erst begonnen. Daher stand zum Einbau damals nur der normale As 10-Motor ohne Verdichter zur Verfügung. Man war sich bewußt, daß mit diesem Motor nicht annähernd die geforderte Gipfelhöhe erreicht werden konnte, zumal das Flugzeugwerk für diesen bei höchster Zuladung nur die völlig unzureichende Gipfelhöhe von 3700 m garantieren konnte.

Trotzdem wurde der Flugzeug-Bauauftrag im Septem-

ber 1931 erteilt, um die wertvolle Zeit nicht zu verlieren, die erfahrungsgemäß für die planmäßige Entwicklung eines völlig neuen Flugzeugmusters benötigt wird. Besonderer Wert wurde darauf gelegt, die Flugeigenschaften (gute Eigenstabilität bei ausreichender Wendigkeit, Trudelsicherheit) und die Landegeschwindigkeit bald im praktischen Flugbetrieb kennen zu lernen, um erforderliche Änderungen rechtzeitig bei der zweiten Ausführung vorsehen zu können.

Ein Einsatz des ersten Flugzeuges ohne Verdichter im regelmäßigen Wetterflugdienst war jedoch zunächst nicht beabsichtigt.

Schon im Herbst 1931 konnte die Zentralstelle für Flugsicherung gemeinsam mit der Wetterflugstelle Hamburg an einer beim Lieferwerk in Bremen in natürlicher Größe angefertigten Flugzeug-Atrappe die Unterbringungsmöglichkeit der Besatzung und sämtlicher Instrumente und Geräte durch mehrere Besichtigungen praktisch prüfen und zahlreiche nur am lebenswahren Modell erkennbare Mängel und Beanstandungen abstellen.

Im Juli 1932 gelangte das fertige Flugzeug nach Abnahme durch die amtliche Prüfstelle (Deutsche Versuchsanstalt für Luftfahrt) zur Ablieferung.

Abmessungen:

Länge	10.50 m
Höhe	3.04 m
Spannweite	17.76 m
Tragfläche	35.00 m^2

Gewichte:

Rüstgewicht		950 kg
Zuladung		
Besatzung mit Fallschirm	220 kg	
Betriebsstoffe	160 kg	
2 Meteorographen usw.	15 kg	
Sondergeräte und -Instrumente	130 kg	525 kg
Fluggewicht		1 475 kg

Flächenbelastung	42.2 kg/m
Leistungsbelastung	6.7 kg/PS

Bauart:

Freitragender Schirmhochdecker

Flügel:

durchgehend aus einem Stück
viergürtiger torsionsfester Kastenholm mit Kieferngurten, Sperrholzrippen und Sperr - holzbeplankung.
Zanoianform der Flügelenden
schwache V-Form

Rumpf:

Stahlrohrfachwerk mit Stoffbespannung, hin - ter dem Motoreinbau Raum für FT-Sender, Hö - henatmungsgerät, Batterie, Werkzeug und an - dere Geräte.
Führersitz vorn, Beobachtersitz hinten,
Höhenflosse im Fluge verstellbar.

Fahrwerk:

Gegen Überschlagsgefahr weit vorn; breit, gegen seitliches Kippen bei Seitenwind.Wei - che Federung durch Faudi-Federbeine. Rad - bremse.

Betriebsstoffbehälter:

Brennstoff mit Wärmeisolierung (Kälteschutz für große Höhen im Winter) im Flügel, Öltank hinter Motorraum, Zufluß zum Motor durch na- türliches Gefälle.

Nach einer Versuchserprobung beim Reichsverband der Deutschen Luftfahrtindustrie, Erprobungsstelle Tra - vemünde, und nach Einbau einer Flugzeuglangwellen-Klein- station und weiterer Geräte beim Kontrollflugbetrieb der Zentralstelle für Flugsicherung in Tempelhof konnte es Ende November 1932 dem Wetterflugdienst (zunächst der Wetterflugstelle Hamburg) zur Betriebserprobung überge - ben werden.

Praktische Erprobung im Wetterflugdienst.

Das Lieferwerk hat seine Garantie-Leistungen erheblich übertroffen. Statt einer garantierten Gipfelhöhe von 3700 m wurden bei höchster Zuladung rund 5000 m, bei mittlerer Zuladung 5 - 6000 m erreicht. Die Landegeschwindigkeit beträgt je nach Zuladung 70 - 77 km/h und gestattet infolge der gut wirkenden Radbremsen einen sehr kurzen Auslauf, was für Außenlandungen auf kleinen Plätzen von großem Wert ist. Die Höchstgeschwindigkeit beträgt 172 km/h und sichert auch bei starken Höhenwinden die Rückkehr zum Heimatflughafen.

Das Flugzeug konnte daher wider Erwarten erfreulicherweise schon in seiner ersten Ausführung ohne Verdichter nicht nur zur Flugeigenschaftsprüfung, sondern auch zur Durchführung der täglichen Höhenaufstiege in den praktischen Wetterflugdienst eingesetzt werden.

Dabei traten Beanstandungen grundsätzlicher Art, die eine Änderung der Konstruktion erfordert hätten, nicht auf. Schwierigkeiten beim Anlassen des kalten, luftgekühlten Motors wurden bald durch Vorwärmung mit eingehängten elektrischen Heizlampen behoben.

Die Aufhängung der Meteorographen im Flügel war eine Erstausführung, die der Weiterentwicklung bedarf. Die bisher gebräuchliche Aufhängung im freien Luftstrom unter dem Flügel bedeutet einen erheblichen Luftwiderstand. Es erschien sinnwidrig, ein modernes aerodynamisch hochwertiges Flugzeug durch Schaffung derartiger vermeidbarer Widerstände unnötig zu verschlechtern. Indessen genügte die Durchlüftung der neuen Aufhängung im Flügel noch nicht und muß verbessert werden. Wesentlich ist vorläufig nur, daß die linke und rechte Flügelhälfte konstruktiv die Einhängung je eines Meteorographen in einen Hohlraum des Flügels gestattet.

Behelfsmäßig und zur Gewinnung von Vergleichswerten ist vorläufig auch noch eine Aufhängung alter Art unter dem Flügel im freien Luftstrom vorgesehen, die spä-

ter leicht entfernt werden kann.

Als beachtlich erwies sich die sehr geringe Sink - geschwindigkeit des Flugzeuges, eine Folge seiner klei - nen Flächenbelastung und seiner aerodynamischen Güte. So konnte die Dauer der Abstiege bei abgestelltem Motor fast auf die Dauer der Aufstiege ausgedehnt, also Auf- und Abstieg ausgewertet werden, was zweifellos meteoro - logisch von großem Wert ist.

Fliegerisch erwies sich dieser Umstand gelegent - lich als nachteilig, ja sogar bedenklich. Die Dauer der Abstiege war nämlich selbst bei steilen Gleitflügen noch so groß, daß bei plötzlichen Nebeleinbrüchen keine Ge - währ für eine rechtzeitige Landung gegeben war. Auch war es unmöglich, kurz hinter höheren Hindernissen (Hochwald, Häuser) in steilerem Winkel zu gleiten, so daß das Flug- zeug in seiner jetzigen Ausführung für kleine Flughäfen (Darmstadt-Stadt) und Notlandeplätze mit ungünstigem An- schwebegelände noch ungeeignet ist.

Das Flugzeugwerk beschäftigt sich daher zur Zeit mit der Entwicklung eines Gleitwinkel-Verschlechters ("Gleitwinkelsteuer"), einer neuartigen Vorrichtung, die in verwandter Ausführung schon an einem Verkehrsflug - zeug der Deutschen Versuchsanstalt für Luftfahrt prak - tisch erprobt ist und dem Flugzeugführer durch Betäti - gung eines Handhebels gestattet, nach seinem Ermessen entweder die ursprünglichen geringen Gleitwinkel und Sinkgeschwindigkeiten auszunutzen oder rund auf das Dop- pelte zu erhöhen, wodurch die Abstiegszeit halbiert wird. Die Vorrichtung besteht aus zwei senkrecht zur Flugrichtung stellbaren Klappen über dem Flügel.

Die fliegerische Instrumentierung des ersten Flug- zeuges stammt aus dem Jahre 1931; sie genügt den Anfor - derungen, entspricht aber schon heute nicht mehr ganz dem schnell vorgeschrittenen Stand der Flugzeug-Instru - mententechnik.

Die Eigenstabilität ist gut, so daß es auch bei

böigem Wetter nur sehr geringer Ruderausschläge bedarf und die Arbeit des Führers im Blindflug wesentlich erleichtert wird.

Bezüglich der Trudeleigenschaften bestehen auch von seiten der amtlichen Prüfstelle keine Bedenken.

Die Festigkeit entspricht der amtlichen Gruppe 4 (Kunstflugfestigkeit); naturgemäß ist das Flugzeug bei seiner hohen Eigenstabilität im fliegerischen Sinne jedoch nicht kunstflugtauglich.

Die FT-Anlage hat schon wiederholt die Rückkehr zum Heimatflughafen bei solchen Flügen sichergestellt, die früher zu Außenlandungen geführt hätten.

Die Wartung und Instandhaltung ist einfach. Die Betriebskosten betragen dank dem geringen Betriebsstoffverbrauch und der einfachen Wartungsmöglichkeit nur 2/3 der früher bei den älteren Mustern aufgewendeten Kosten.

Einführung des neuen Wetterflugzeuges bei sämtlichen deutschen Wetterflugstellen.

Nachdem fast alle Flugzeugführer und Meteorologen der Wetterflugstellen Gelegenheit zur praktischen Erprobung erhalten und sich in günstigem Sinne geäußert haben, ist die baldige Erteilung eines Serienauftrages und die allgemeine Einführung des neuen Flugzeuges beabsichtigt.

Unter der neuen Musterbezeichnung F_w 47 B wird es den verbesserten neuen Argus As 10-Motor mit Verdichter bis 4500 m Volldruckhöhe erhalten und dann voraussichtlich auch in seiner Steigleistung auf über 8000 m Höhe voll genügen. Der Gleitwinkelverschlechterer wird die Regulierung der Abstiegsdauer gestatten. Eine wesentlich vervollkommnete Instrumentierung, darunter im Führersitz ein Wendezeiger, ein Reserve-Wendezeiger, ein Kreisellängsneigungsmesser, ein Askania-Horizontalkreisel, ein Grob- und Feinhöhenmesser sowie ein Variometer, im Beobachtersitz Borduhr, Höhenmesser und Platz für zwei nach

Wahl einzubauende Geräte, werden die häufigen Blindflüge noch weitergehend als bisher sichern.

Eine geringe Vergrößerung der Flügel-V-Form wird die Querstabilität, eine Verstärkung des ganzen Flügels wird die Biegungsfestigkeit bei stark böigem Wetter weiter erhöhen.

Der Zweck dieses Berichtes ist es, den Kontakt zwischen den meteorologischen und flugtechnischen Fragen des Wetterflugdienstes noch enger zu gestalten. Es darf daher die Bitte ausgesprochen werden, der Zentralstelle für Flugsicherung einschlägige Anregungen zuzuleiten, die im Rahmen des Möglichen dankbar verwertet werden.

II., 2 Der Photometeorograph.

Referat von Dr. P. Raethjen, Wetterflugstelle Königsberg/Pr.

Im Mai 1931 auf der Münchener Wetterflugtagung hatte ich das Projekt eine photographisch registrierenden Flugzeugmeteorographen mitgeteilt. Nachdem im September vorigen Jahres die technische Ausführung eines solchen Gerätes genehmigt worden ist, wurde der Bau eines Photometeorographen in einer Königsberger mechanischen Werkstätte in Angriff genommen. Aus Sparsamkeitsgründen war ich genötigt, mit einer kleinen Mechanikerfirma zusammenzuarbeiten, bei welcher die Krankheit und das Ausscheiden eines Mechanikers zu monatelanger Arbeitsverzögerung geführt hat. Daher kann ich leider heute noch kein fertiges Gerät vorführen, möchte aber doch wenigstens einiges Grundsätzliches über den Zweck dieses neuen Meteorographen sagen und über die technischen Mittel, mit welchen ich den Zweck zu erreichen hoffe.

Die bisher verwendeten Meteorographen lassen es nicht nur an Zuverlässigkeit und Genauigkeit der Messung fehlen, sondern sie bedürfen auch einer fortwähren-

den Kontrolle, Beobachtung und häufiger Reparaturarbeiten. Dieser Umstand ist ja bereits in den gestern und heute vorangehenden Besprechungen deutlich zum Ausdruck gekommen. Dadurch wird bei den Wetterflugstellen dem Meteorologen eine erhebliche Mechanikerarbeit auferlegt, welche deswegen als sehr lästig empfunden wird, weil an den Wetterflugstellen keinerlei Hilfskräfte zur Verfügung stehen. Während andere aerologische Institute einen Mechaniker, eine Schreibmaschinenkraft und sonstige Hilfskräfte außer den Meteorologen beschäftigen, ist an den Wetterflugstellen der Meteorologe ein Institut für sich allein; eine Unterstützung durch die Mutterinstitute ist kaum noch vorhanden. Da nun aber die aerologischen und meteorologischen Arbeiten an den Wetterflugstellen im Laufe der Zeit einen größeren Umfang angenommen haben -- dies ist wohl auch in den gestern und heute gehabten Besprechungen deutlich zum Ausdruck gekommen -- so wird eine Verminderung der technischen Nebenarbeiten immer notwendiger. Man muß sich auch darüber klar werden, daß der tägliche Höhenaufstieg eine erhebliche Anstrengung für Körper und Nerven bedeutet. Er bedeutet ein Opfer an Nervenkraft und Gesundheit, welches möglichst nicht umsonst gebracht sein soll. Als Aktivum für dieses Opfer hat der Meteorologe die meteorologische Erfahrung durch eigenen Augenschein zu buchen. Insbesondere in der täglichen Wetterdiagnose hat derjenige Meteorologe einen großen Vorsprung, welcher um 8 Uhr den Höhenaufstieg mitgemacht hat. Daher erscheint es mir zweckmäßig, daß dieser Meteorologe sich anschliessend an den Aufstieg möglichst intensiv mit der Wetterdiagnose und der Flugberatung beschäftigt. Es erscheint mir aber unzweckmäßig, daß dieser Meteorologe dann langwierige Korrespondenz auf der Schreibmaschine schreibt oder mit Schraubenzieher und Reibahle stundenlang an seinem Meteorographen bastelt. Ich habe schon manchmal die Institutmeteorologen beneidet, welche einen Mechaniker und eine

Schreibmaschinenkraft zur Verfügung haben. --- Nun, es kann nicht alles zweckmäßig sein, man hilft sich, so gut es geht und nimmt möglichst oft die Gefälligkeit des Mutterinstitutes in Anspruch (sehr oft kann das nicht sein !). Aber die technischen Arbeiten mit dem Meteorographen ließen sich in weitgehendem Maße einschränken, wenn hinreichend zuverlässige Meteorographen verwendet würden. In diesem Sinne habe ich bereits gestern das Schlagwort von dem "plombierten" Meteorographen in die Debatte geworfen. Gemeint war damit ein zuverlässiges Meßgerät, dessen Mechanismus nicht von unkundiger Hand oder durch rauhe Behandlung so beeinflußt werden kann, daß die Eichkonstante sich ändern kann bezw. die Verwendbarkeit überhaupt in Frage gestellt wird, ein Meteorograph, welcher vielleicht einmal im Jahre im Laboratorium geeicht, dann durch eine Plombe gegen unbefugte Eingriffe gesichert wird und jahrüber auch von unkundiger Hand bedient werden kann, ohne dass die Richtigkeit und Genauigkeit der Messung in Frage gestellt wird. Zur Richtigkeit der Messung gehört natürlich in erster Linie, daß die Messung in einer absoluten Skala erfolgt, daß also auch Nullpunktverschiebungen unter allen Umständen vermieden werden. Dies muß im Interesse der Vergleichbarkeit der an den verschiedenen Stationen vorgenommenen aerologischen Messungen gefordert werden.

Für Temperaturmessungen am Boden haben wir ein zuverlässiges Absolutinstrument im Quecksilberthermometer. Ist dieses Thermometer einmal bei der Physikalisch-Technischen Reichsanstalt geprüft, so kann man es jahrelang verwenden ohne die tägliche Angst: "Zeigt es auch noch richtig?" Wenn das Quecksilberthermometer heil und der Quecksilberfaden nicht abgerissen ist, -- beides sieht man durch unmittelbaren Augenschein -- so kann man sicher sein, eine richtige Temperaturmessung in der Absolutskala zu erhalten. Es wäre also naheliegend, dieses bewährte Absolutinstrument auch im Meteorographen zu

verwenden. Auf alle Fälle scheint es zweckmäßig, die Temperatur durch die Ausdehnung einer Flüssigkeitssäule zu messen; auch Alkoholthermometer können sich als Absolutinstrumente im vorerwähnten Sinne bewähren, wenn man verhindert, daß der Alkohol in den oberen Teil der Thermometerröhre überdestilliert. Dann hätte das Alkoholthermometer den Vorteil, daß es nicht bei -40°C durch Frost zerstört wird. Immerhin kann man die Frage, ob Queck - silber- oder Alkoholthermometer verwendet werden, zunächst offen lassen.

Es handelt sich also darum, daß die Höhe einer Flüssigkeitssäule in der Thermometerröhre registriert werden muß. Dies geschieht durch fortwährende photogra - phische Aufnahme der Flüssigkeitssäule. Der Mechanismus dieser fortlaufenden Photoaufnahme richtet sich danach, ob man die zeitliche Veränderung der Temperatur ermit - teln will, oder die Änderung der Temperatur mit der Hö - he. Bei den normalen aerologischen Aufstiegen will man das Letztere. Man tut also gut, bereits die Registrie - rung im Meteorographen so zu bewerkstelligen, daß sie die Temperatur als Funktion der Höhe oder als Funktion des Druckes zeigt. Man spart dann Auswertarbeit gegen- über derjenigen Registrierung, welche den zeitlichen Ver- lauf von Druck und Temperatur zeigt und bei welcher erst durch Zeichnung der Aufstiegskurve im Stüve'schen Adia- batenblatt die Temperatur als Funktion des Druckes er - scheint. Im Photometeorographen wird also auf lichtemp- findlichem Papier direkt die Aufstiegskurve registriert, welche man bisher auf der Registrierung des Meteorogra - phen durch punktweise Auswertung herauszeichnete. Dabei ist die mit dem Photometeorographen gewonnene Kurve ge - nauer, als man sie zeichnerisch festlegen kann, selbst bei sehr zahlreichen "markanten Punkten". Das Photogramm des Photometeorographen gibt ein genaues Bild von dem vertikalen Zustand der Atmosphäre. (Es wird sich viel - leicht später empfehlen, dieses Bild in den Aerologischen

Berichten abzudrucken an Stelle von langatmigen Zahlen - reihen, welche doch nur eine Polygonnäherung darstellen und nicht die wirkliche Aufstiegskurve mit all' ihren Einzelheiten und Krümmungen).

Die betreffende Abbildung zeigt das Prinzip der optischen Anordnung im Photometeorographen im Aufriß und Grundriß: Die Flüssigkeitssäule des Thermometers t wird durch ein Objektiv o über einen Drehspiegel d auf die lichtempfindliche Registrierfläche r projiziert. Diese Fläche r (Film oder Papier) wird nicht bewegt bei der Registrierung. Bewegt wird nur der Drehspiegel (Prisma) d, und auf diese Weise wird das Bild der Flüssigkeits - säule allmählich über die Registrierfläche geführt. Der Drehspiegel d ist durch ein Übersetzungswerk mit der Vididose a verbunden derart, daß mit der Änderung des Druckes auch der Drehspiegel gedreht wird. Das Überset - zungswerk ist möglichst so eingerichtet, daß die Druck - ordinate der Registrierung ebenso eingestellt ist, wie im Stüve'schen Adiabatenblatt, also proportional dem Lo- garithmus des Druckes. Selbstverständlich sieht die technische Ausführung des Instrumentes anders aus, als diese Abbildung. Es sind dabei noch zahlreiche und we - sentliche technische Gesichtspunkte zu beachten:

1. Zur Vermeidung von optischen Abbildungsfehlern muß die optische Anordnung möglichst symmetrisch sein.

2. Die Thermometerträgheit (Nachhinken bei schneller Veränderung der Temperatur) darf selbstverständlich nicht größer sein, als die modernen Bimetalle. Es ist sogar notwendig, daß die Trägheit wesentlich geringer ist als diejenige, welche sich an den heute gebräuchli - chen Meteorographen zeigt. Dieserhalb wird ein Thermo - meterkörper mit großer Oberfläche verwendet in Form ei - ner korkenzieherartigen Spirale (s in der Abbildung), welche fast die ganze Länge des Luftströmungskanales einnimmt. Ein Vergleich mit den heute gebräuchlichen

Bosch-Flugzeugmeteorographen zeigte bei dem Spiralen - thermometer nur den 9ten Teil der Trägheit (Einstellung des Spiralenthermometers 9mal so schnell wie die des Bimetalles im Bosch-Meteorographen). Da die Spirale sehr elastisch ist, ist sie leicht so zu montieren, daß sie auch bei rauher Behandlung des Meteorographen keinen Schaden erleidet.

3. Ein Haarhygrometer wird mit eingebaut und mit einem kleinen Drehspiegel verbunden zwecks photographischer Registrierung der relativen Feuchte auf der gleichen lichtempfindlichen Schicht. Dabei ist der Mechanismus des Drehspiegels so beschaffen, daß das Hygrometerhaar auch bei Stößen nur eine sehr kleine mechanische Bela - stung erleidet. Selbstverständlich ergibt auch diese Re - gistrierung nicht die zeitliche Änderung der Feuchte, sondern die Änderung mit der Höhe in den gleichen Druckkoordinaten.

4. Grundsätzlich werden alle Teile des Meteorographen, welche nicht im Luftstrom liegen, also alle Teile mit Ausnahme des Hygrometerhaares und des Thermometerkörpers, in einem gut verschlossenen Gehäuse untergebracht, derart, daß alle diese Teile den Einwirkungen der Kälte und der Wolkenfeuchtigkeit entzogen sind. Das Innere dieses Ge - häuses wird während des ganzen Aufstieges annähernd auf Zimmertemperatur gehalten, um ein Beschlagen der Optik und einen Temperatureinfluß auf die Vididose zu vermei - den. An dem Gehäuse befindet sich nur eine Öffnung zum Druckausgleich, welche an eine statische Drucksonde angeschlossen werden kann, damit die Druckmessung unabhängig wird von der Aufhängung des Meteorographen.

5. Bei dem Auswechseln des lichtempfindlichen Registrierblattes ist der Mechanismus des Meteorographen nicht zu - gänglich. Ebenso sind die im Luftstrom liegenden Teile

(Hygrometerhaar und Thermometerkörper) derart in einen Strömungskanal eingebaut, daß sie nicht nur gegen Son - nenstrahlung, sondern auch gegen alle mechanischen Ein - wirkungen gesichert sind, insbesondere gegen Eingriffe mit der Hand oder mit Werkzeugen. Es ist anzustreben,daß eine Entfernung dieser Schutzhülle und desgleichen eine Öffnung des Gehäuses nur nach Entfernung einer Plombe möglich ist, damit die Plombe jederzeit Gewähr bietet, daß nicht durch unbefugten oder ungeschickten Eingriff die Eichungskonstanten geändert werden.

Eine genauere technische Beschreibung des neuen Photometeorographen möchte ich mir ersparen, bis der - selbe fertig und ausprobiert ist. Sie wissen ja, daß auch die jetzt schon lange Jahre gebrauchten Meteorographen bei jeder neuen Aufhängung wieder neue technische Schwie- rigkeiten zeigen (Schwingungen). Ebenso wird sich eine endgültige Form des Photometeorographen und seiner Auf - hängung im Flugzeug erst in der Praxis entwickeln. Daher lege ich Ihnen heute keine technischen Zeichnungen vor- -obwohl solche natürlich vorhanden sind --, sondern be- schränke mich auf die erwähnten 5 grundsätzlichen Ge - sichtspunkte der technischen Ausführung, welche nach meiner Ansicht bereits als endgültig anzusehen sind.

II., 3 Anlage einer Kartothek für die Wolkenbeobachtun- gen der Wetterflugstellen.

Referat von Dr.R.Reidat, Wetterflugstelle Berlin

Für eine statistische Bearbeitung der an den ein - zelnen Flugstellen angestellten Wolkenbeobachtungen ist die Ausarbeitung einer Kartei der einzelnen Beobachtun - gen erforderlich.

Jedes Blatt der Kartei soll nur die Beobachtungen eines Fluges enthalten. Es werden in die Karte eingetra-

gen die Höhe der Wolkenunter- (bezw. Obergrenze, Tempe - ratur, Feuchtigkeit und potentiellen Temperatur dieses Punktes. In ein bis zwei freie Spalten können dann bei der Bearbeitung noch die Gradienten oder die spezifi - schen Feuchtigkeiten in den Wolken vermerkt werden. In die Spalte "Bemerkungen" werden Beobachtungen über Struk- tur der Wolken, Böigkeit in den Wolken, Form der Nieder- schläge sowie Stärke des Eisansatzes eingetragen. Ein Abschnitt "Wetterlage" wird erst bei der Bearbeitung der einzelnen Karten ausgefüllt.

Die Beobachtungskarten müssen von den Beobachtern selbst sofort nach dem Fluge ausgefüllt werden, damit die Eintragungen möglichst lückenlos sind.

II., 4 Nahpeilmethoden für Wetterflugzeuge

Referat von Reg. Baurat Dr.Petzel
Zentralstelle für Flugsicherung

Die beabsichtigte Ausrüstung der Wetterflugzeuge mit Funkgerät verlangt die Anwendung z.T. besonderer Peilmethoden, um die Sicherung der Flugzeuge in befrie - digendem Umfange durchführen zu können. Der Unterschied gegenüber einem normalen Verkehrsflugzeug besteht vor allem darin, daß die von den Wetterflugzeugen im Augen - blick der Peilung eingehaltenen Höhen im Verhältnis zu der Entfernung der Bodenpeilstelle in der Regel erheb - lich größer sind (4000 bis 5000 m), als die beim Ver - kehrsflugzeug (500 bis 1000 m). Hierdurch entstehen bei Standortpeilungen von Wetterflugzeugen im Falle des Querabfluges erhebliche Fehler infolge des Richteffektes der Schleppantenne. Der von zwei Peilstellen gepeilte Punkt befindet sich dort, wo die geradlinige Verlänge - rung der Hauptrichtung der Schleppantenne den Erdboden trifft. Man hat also beim Querabflug eines Flugzeuges eine Korrektur anzubringen, die nach der Flugrichtung

des Flugzeuges im Verhältnis zur Bodenpeilstelle ver - schieden groß ist. Zur Kompensation dieses Fehlers ist von der Firma Telefunken auf Anregung der Deutschen Versuchsanstalt für Luftfahrt ein besonderes Gerät entwik - kelt worden, das ohne Zeitverluft die Bestimmung des wirklichen Standortes des Flugzeuges im Augenblick der Peilung gestattet. Dieses Gerät besitzt eine Anzahl konzentrischer Kreise, die die Höhen, in denen sich das Flugzeug befindet, andeuten (also 1000, 2000, 3000 usw. m). Der Mittelpunkt dieser konzentrischen Kreise wird auf den gefundenen korrigierten Schnittpunkt der Peil - strahlen gelegt. Mit Hilfe besonderer Markierungspunkte orientiert man das Gerät in Richtung geographisch Nord und stellt gleichzeitig mit einer Verstellschraube die für den Standort gültige Mißweisung ein. Um den Mittelpunkt der konzentrischen Kreise ist ein Pfeil drehbar angeordnet, der in die Kursrichtung, die das Flugzeug einschlägt, eingestellt wird. Der Schnittpunkt zwischen dem Pfeilstrich und dem konzentrischen Kreis, der der Höhe des betreffenden Flugzeuges entspricht, ist der wirkliche Standort des angepeilten Flugzeuges. Das oben beschriebene Gerät wird die Zentralstelle für Flugsicherung für die Peilstellen beschaffen, die für Peilung von Wetterflugzeugen in Betracht kommen.

Weitere Peilverfahren sind notwendig,um Wetter - flugzeuge bei stark unsichtigem Wetter in den Flughafen hereinlotsen zu können. Diese Verfahren unterscheiden sich grundsätzlich nicht von denen, die bei Verkehrs - flugzeugen verwendet werden. Im praktischen Betriebe eingeführt und sehr häufig verwendet wird das sogenannte ZZ-Verfahren. Dieses Verfahren arbeitet mit der nor - malen Fremdpeilstelle und zwar sind dieser zwei gegen - überliegende Peilsektoren zugeordnet, die von Hindernissen weitgehend frei sind. Das Verfahren ist bei tiefsten Wolkenhöhen von 40 bis 50 m und einer Sicht von 300 m anwendbar. Muß ein Flugzeug eine Landung nach dem ZZ-Ver-

fahren durchführen, so wird es mit Hilfe von Zielpeilungen zunächst über den Flughafen gelotst, wo es die Mitteilung "Platz" bekommt. Anschließend wird dem Flugzeug angegeben, in welcher Richtung es sich -- innerhalb des Peilsektors -- vom Flughafen fortbewegen soll. Nach etwa sechsminütigem -- durch Peilungen korrigierten -- Fluge macht das Flugzeug nach links eine flache Blindflugkurve und geht dann auf Gegenkurs zu dem Flughafen zurück. Hierbei werden dem betreffenden Flugzeug in Abständen von je einer Minute Korrekturen durch die Bodenpeilstelle in Form von Zielpeilungen übermittelt. Befindet sich das Flugzeug etwa auf der Mittellinie des Peilsektors, so wird ihm bei Hörbarwerden des Motorengeräusches ein Vorsignal gegeben, um es darauf aufmerksam zu machen, daß kurz danach das Zeichen zum Durchstoßen folgen wird. In unmittelbarer Nähe der Flugplatzgrenze erhält das Flugzeug dann das Zeichen ZZ und landet nach Durchstoßen der Wolkendecke. Das Verfahren verlangt, daß das Flugzeug bei dem korrigierten Rückflug allmählich von seiner normalen Flughöhe bis auf etwa 100 m herabgeht.

Dieses heute im In- und Ausland allgemein angewendete Peilverfahren hat Mängel, die dazu Anlaß gegeben haben, andere Nahpeilverfahren zu entwickeln. Insbesondere macht es Schwierigkeiten, den Kurs auf dem Rückflug zum Flughafen an Hand der Zeilpeilungen einwandfrei zu korrigieren, ferner bildet das Abhören des Motorgeräusches eine ständige Quelle der Ungenauigkeit.

Zur Behebung dieser Schwierigkeiten ist nach den Erfahrungen der letzten Monate besonders das Funkbakensystem geeignet. Die zur Zeit in Tempelhof erprobte Ultrakurzwellen-Funkbake gestattet mit Hilfe des Wechseltastverfahrens einen geraden Anflug auf den Flughafen zu. Auf dem geraden Kurs wird ein Dauerstrich im Kopfhörer aufgenommen, während bei Abweichen nach Backbord Punkte, bei Abweichen nach Steuerbord Striche zu hören sind. Bei Überfliegen der Funkbake verschwindet der Dauerstrich im

Kopfhörer in so markanter Weise, daß das Flugzeug anschließend zur Landung ansetzen kann. Ungelöst ist bisher noch die Frage, in welcher Weise die Entfernung bei Annäherung an den Flughafen bestimmt wird.

Ein weiteres Nahpeilverfahren, das zur Zeit in München erprobt wird, ist von Prof. Dieckmann entwickelt worden. Dieses Verfahren arbeitet mit zwei sogenannten "Basispeilanlagen", die miteinander durch Fernmeldeleitungen in Verbindung stehen und sich automatisch auf Strich-Sendung eines Flugzeugsenders einstellen. Die Bewegungen der beiden Rahmenpeiler werden auf eine Karte in der Weise übertragen, daß zwei sich kreuzende Lichtstrahlen den jeweiligen Standort des Flugzeuges angeben. Das Ergebnis soll funktelephonisch mit Hilfe eines Kurzwellensenders fortlaufend an das Flugzeug übermittelt werden.

Welches der vorgenannten Verfahren in späterer Zeit sich allgemein einführen wird, läßt sich heute noch nicht angeben. Das hängt unter anderem auch von internationalen Abmachungen ab, weil in den Flugzeugen selbstverständlich nur Einrichtungen mitgeführt werden können, deren Anwendung überall innerhalb eines bestimmten Fluggebietes möglich ist. Die Ultra-Kurzwellenbake hat unter Umständen die größte Aussicht, eine allgemeinere Verbreitung zu finden, weil sie in späterer Zeit durch ein Nebellandesystem ergänzt werden kann. Ein solches befindet sich zur Zeit bei der Deutschen Versuchsanstalt für Luftfahrt e.V. in Untersuchung.

Mitteilung Nr. 1 über ein photographisch registrierendes Platindraht-Widerstandsthermometer.

Referat von Dr. P. Lautner, Wetterflugstelle München.

Die zur Zeit im Wetterflugbetrieb eingesetzten mechanisch registrierenden Meteorographen haben als Meßor-

gane Vididosen-Sätze, Bimetall-Lamellen und Haarbündel, also alles Vorrichtungen, die mit einer bemerkenswerten Trägheit behaftet sind, einer Trägheit, die umsomehr für die geschriebenen Zustandskurven eines Aufstieges fälschend ins Gewicht fällt, je rascher ein Flugzeug-An - oder Abstieg erfolgt und je verwickelter konstituiert die durchstiegene Luftsäule gerade ist. Niemals können dabei sehr dünne und quantitativ sehr große Inversionen der Temperatur oder große Sprünge der relativen Feuchtigkeit richtig wiedergegeben werden. Will man die reellen Gleichgewichtsverhältnisse der durchstiegenen Luftsäule kennenlernen, z. B. zu Energiebetrachtungen, oder möchte man aus mehreren gleichzeitigen Aufstiegen an mehreren Orten genauen Aufschluß über Zirkulationsgrößen haben, so sind die richtigen reellen Zustandskurven hierfür schlechthin die Grundlage. Nur so werden die angedeuteten Untersuchungen die Stufe roher Abschätzung überschreiten können, ganz abgesehen davon, daß überhaupt erst exakt richtige Zustandskurven wirklich physikalische Feinbetrachtungen an bestimmten Stellen eines Aufstieges zulassen.

So ist es zweifellos einen Versuch wert, das Ziel exakt richtiger Zustandskurven auch einmal auf einem anderen Wege als bisher anzustreben, auch wenn dieser, wie sogleich zugegeben sei, die bisherige Einfachheit der Instrumente preis gibt. Dieser Weg besteht in der Einführung elektrischer Meßverfahren in den täglichen Aufstiegsbetrieb der Wetterflugstellen. Dem Physiker sind elektrische Temperaturmeßverfahren mit Widerstandsdrähten oder Thermoelementen seit vielen Jahrzehnten geläufig und vertraut. Man studiere z.B. den Artikel "Metallische Leitung" von J. Königsberger im Band III des Handbuches der Elektrizität und des Magnetismus von L. Graetz, wo eine vollständige und kritische Besprechung aller einschlägigen Arbeiten vorgefunden wird, und dazu noch die Arbeit über "Die thermoelektrische Temperatur- und Wärmeflußmes-

sung" von E. Raisch und K. Schropf im Heft 8 der Mitteilungen aus dem Forschungsheim für Wärmeschutz e. V.München, und man ist über alle Möglichkeiten auf diesem Gebiete wohl unterrichtet. Bekannt sind auch natürlich alle einschlägigen Kapitel im Lehrbuch der praktischen Physik von Kohlrausch oder im Physikalischen Praktikum II. Teil von Prof. Dr. G.W.Berndt und schließlich die hierher gehörigen Seiten im Linkeschen Meteorologischen Taschenbuch. Nachdem auch schon längst in der ganzen Technik elektrische Temperaturmeßgeräte weite Verbreitung gefunden haben und Firmen, wie z.B. Hartmann und Braun, Siemens und Halske und andere, auf diesem Gebiete viel Entwicklungsarbeit geleistet haben, ist es sehr naheliegend, an die Möglichkeit einer schrittweisen Entwicklung eines brauchbaren Meteorographen zu glauben, der solche elektrischen Verfahren benutzt.

Ein solcher Meteorograph hätte etwa folgendes Aussehen:

Der Luftdruck wird mit hysteresisfreien Dosen bestimmt, die etwa nach dem Vorschlage Wigand-Klanke (Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie, Hamburg 1932) eine Quarzfeder benutzen, oder aber wenn Auf- und Abstieg sehr rasch erfolgen sollten, würde nach einem photographischen Verfahren allerdings nur bei Erdsicht in bestimmten Zeitabständen die geometrische Höhe über dem Aufstiegsgelände zu bestimmen sein, indem die Kamera so gebaut wird, daß der Durchmesser eines Kreises der immer auf der Platte erscheint, gleich der geometrischen Höhe über dem Gelände ist, das innerhalb dieses Kreises auf der Platte aufgenommen wurde. Es würde immer leicht sein, den Kreis auf der Platte als geschlossene Kurve auf das Meßtischblatt des fraglichen Geländes zu übertragen. Die Temperatur wird mit einem Platin-Widerstandsdraht bestimmt. Über diesem bereits verwirklichten Teil wird im folgenden noch ausführlich zu sprechen sein.

Die Feuchtigkeit wäre durch die photographische Registrierung der psychrometrischen Differenz auf thermo-elektrischem Wege festzulegen, indem die Differenz zwischen trockener und feuchter Lötstelle eines Thermoelementes oder besser eines ganzen Satzes von Thermoelementen aufgezeichnet wird. Dieser Teil wird noch Schwierigkeiten bieten, denn es ist durchaus kein Zufall, daß es bis heute noch kein einziges registrierendes Psychrometer gibt, nicht einmal an einer festen Station. Im Meinungsaustausch mit dem Laboratorium für technische Physik an der technischen Hochschule in München (Geh. Rat Knoblauch) ist aber bereits an diese Schwierigkeiten gedacht worden, auch sind bestimmte Vorschläge zur Behebung im einzelnen vorhanden, so daß auch dieser schwierigste Teil des Meteorographen zu verwirklichen sein wird. Ein Hinweis, auf welche Weise diese Frage zweckmäßig angepackt wird, ist die Veröffentlichung von H. Wald in der Zeitschrift für die gesamte Kälte-Industrie 39. Jahrgang, 6. Heft über "Ein Psychrometer ohne künstliche Belüftung"; Wald hat auf Anregung des Berichterstatters auch bereits mit Vorversuchen begonnen. Dabei ist die Genauigkeit der Temperaturmessungen und die Feststellung der psychrometrischen Differenz auf Zehntel-Grad Celsius verbürgt, und diese Genauigkeit ist auch unbedingt erforderlich, denn es ist ja bekannt, was z.B. unter 0° ein Fehler von 1 Zehntel-Grad auf die Berechnung der relativen Feuchtigkeit ausmachen würde (Linke, Taschenbuch, Seite 163). Auf dem Photostreifen des neuen Meteorographen würden also eine Luftdruck-, eine Temperaturkurve und eine Kurve der psychrometrischen Differenz erscheinen. Dabei würden zusammengehörige Punkte stets auf demselben Lote über einer Basislinie liegen, die ebenfalls auf dem Streifen mitgeschrieben wird.

Nach dieser Aufzeigung des Gesamtzieles sei nun auf das photographisch registrierende Widerstandsthermometer im gegenwärtigen Entwicklungszustand eingegangen,

wie es an der Wetterflugstelle München auf Antrieb und mit Unterstützung der Zentralstelle für Flugsicherung nach den Angaben des Berichterstatters bei der Firma Edelmann, München, gebaut worden ist.

Beschreibung des Instrumentes:

Das Widerstandsthermometer besteht aus:

1. Dem Widerstandsdraht,
2. der Zuleitung und
3. dem Anzeigegerät.

Der Widerstandsdraht ist der eigentlich Thermometerkörper. Es wird frei dem Luftstrom ausgesetzt, dessen Temperatur bestimmt werden soll. Im Wetterflugbetrieb befindet er sich in einem offenen Schutzrohr, das parallel zur Flugrichtung und parallel zum Druchströmungsrohr eines gewöhnlichen Meteorographen dicht über diesem angebracht ist und zwar im selben Aufhängerahmen unter der Tragfläche, damit einwandfreie Bedingungen für Vergleiche der beiden Instrumentenarten gegeben sind. Statt eines einzigen sehr dünnen, ca. 15 cm langen Platinfadens, wie bei W. Schmidt und A. Wagner, (siehe z.B. A. Wagner "Über die Feinstruktur des Temperaturgradienten längs Berghängen", Zeitschrift für Geophysik, Jahrgang 6, Seite 310 ff.), wurde ein längerer 0.06 mm Durchmesser besitzender Platindraht genommen, der in 6 etwa 15 bis 20 cm langen Einzelstücken an isolierten Gabeln aufgespannt ist, wobei die Einzelstücke hintereinander geschaltet sind, während die beiden Enden des Gesamtdrahtes zu kräftigen hartgummi-isolierten Anschlußklemmen für die Zuleitung führen. Die Einzelstücke des Widerstandsdrahtes sind ohne Durchhang, aber auch ohne Strekkung angelötet, damit auch bei großen Temperaturunterschieden keine Querschnitt ändernde Streckung oder Zerrung auftreten kann. An den Lötstellen sind die Gabeln durchbohrt, der Platindraht durchgeführt und einmal herumgeschlungen. Infolge ihrer geringen Maße halten die

Drahtstücke an und für sich jede Beschleunigung aus,ohne zu zerreißen, ebenso wie oft Spinnfäden beobachtet werden, die sich in der Verspannung eines Doppeldeckers verfangen haben und die auch während des Fluges nicht abreißen. Aber die mechanische Verletzlichkeit des Widerstandsdrahtes durch Sandkörner, unvorsichtiges Berühren usw. macht doch ein Schutzrohr erforderlich. Dieses aber ist soweit gewählt, daß bei Flugzeuggeschwindigkeit erhebliche Luftmassen hindurchströmen müssen. Es ist ganz klar, daß bei derartiger Ventilation der Widerstandsdraht einschließlich der Haltegabeln infolge ihrer außerordentlich geringen Maße geradezu augenblicklich die Temperatur der durchströmenden Luft annehmen müssen,und ein Trägheitskoeffizient kann quantitativ nur mit ganz besonderen Mitteln bestimmt werden. Jedenfalls ist die Trägheit wesentlich geringer (sie beträgt Bruchteile von Sekunden auch bei größten Temperaturdifferenzen) als selbst bei den besten Bimetall-Lamellen, bei denen die Angleichung unter denselben Umständen Minuten erfordert. Bei Anwendung sehr kleiner Bimetall-Lamellen, die dann allerdings kein mechanisches Hebelsystem zu bewegen hätten, wie dies etwa im Michelson'schen Strahlungsinstrument geschieht, könnte man natürlich auch auf diesem Wege hinsichtlich der Trägheit noch ein gutes Stück weiterkommen; der durch eine angeklebte Borste vergrößerte Ausschlag einer solchen sehr kleinen Lamelle könnte ebenfalls photographisch registriert werden. Die isolierten Haltegabeln sind auf einer Tragstange befestigt, die jeweils vor und hinter den Einsatzstellen der Gabeln Wülste besitzt, die verhindern sollen, daß bei Benetzungs- oder Vereisungslagen die Hartgummiteile von Wasser oder Eis getroffen werden können. Tatsächlich sind noch niemals Isolationsstörungen aufgetreten, jedoch konnte bei starken Temperaturschwankungen hin und wieder eine Lokkerung der Gabeln festgestellt werden, die aber kein ernstlicher Fehler ist und auf der Verschiedenheit der

Baustoffe Hartgummi-Metall beruht. Trotzdem ist die gewählte Anordnung besser als z.B. die bei Aufwickelung des Widerstandsdrahtes auf ein Quarz- oder Glimmerkreuz oder dergleichen. Ein verletztes Drahtstück kann jederzeit leicht durch ein neues ersetzt werden, jedoch ist es vorteilhaft, sich einen größeren Vorrat ein und desselben Drahtes anzulegen, damit durch solche Ersatzdrähte die Eichkurve nicht geändert wird. Das ist im Interesse der direkten Benutzbarkeit einer Temperaturskala auf dem Anzeigegerät erwünscht, denn es ist ja bekannt, daß, falls man nicht vollständig reines Platin hat, jeder andere Draht je nach dem Grade seiner fremden Bei - mengungen andere Widerstandseigenschaften zeigt. Damit ein leichter Austausch von Drahtstücken möglich ist, endigt das letzte Widerstandsdrahtstück nicht sogleich an einer Lötstelle der Anschlußklemmen, sondern die Lötstelle befindet sich auf einem verschiebbaren massiven Drahtstück; die Gesamtlänge des Widerstandsdrahtes kann dann immer so eingerichtet werden, daß das Instrument beo 0° 35 Ohm Widerstand hat, wofür zufällig das Anzeigegerät eingerichtet ist.

Wesentlich an der ganzen Konstruktion ist also neben der guten Durchlüftung, die ja im Flugzeuge immer gewährleistet ist, die geringe Maße von Widerstands - draht plus Haltegabel, wodurch die praktische Trägheitslosigkeit der Widerstandsänderungen und damit der Tem - peraturangaben verbürgt ist, da die Einstellträgheit eines spitzengelagerten Drehspulenanzeigegerätes im schlechtesten Falle von der Größenordnung 1/10 Sekunde ist. Der längere Widerstandsdraht wurde gewählt, damit die stets mit einem elektrischen Strom in einem metal - lischen Leiter auftretende Joulesche Wärme i^2w sich über ein längeres Stück verteilt und hier schon durch geringere Belüftung leichter weggebracht werden kann, als wenn ein sehr dünnes, kurzes Drahtstück genommen worden wäre, bei dem Übertemperaturen kaum vermeidbar sind.

Die Zuleitung vom Thermometerkörper zum Anzeigegerät ist bei der augenblicklichen Anordnung noch sehr lang, aber von so großem Querschnitt, daß ihr Einfluß auf die Angaben des Anzeigegerätes vollständig vernachlässigt werden darf. Es könnte aber bereits bei der gegenwärtig in Gebrauch befindlichen Wettermaschine der Thermometerkörper am Beobachtersitz einige Zentimeter außerhalb des Rumpfes an der Vergaserseite angebracht werden, wodurch sich eine besonders kurze und damit gänzlich einflußlose Zuleitungsführung ergäbe. (Widerstand von der Größenordnung 0.01 Ohm gegenüber 35 Ohm des Thermometerkörpers).

Nun zum Anzeigegerät selbst: Streng physikalisch wäre das befriedigendste, nach einer Kompensationsmethode zu arbeiten. Aber das Anzeigegerät sollte mit Hinblick auf seine Verwendung im Wetterflugbetrieb photographisch registrierend durchgebildet werden, und somit kam nur eine Ausschlagmethode in Betracht. Es wurde ein von der Firma Hartmann und Braun, Frankfurt, gebautes Kreuzspuleninstrument gewählt, wie es sich schon Jahre vorher in den Händen von W. Schmidt, Wien und Wagner, Innsbruck und bei Vorversuchen an der Wetterflugstelle München im Herbst 1931 auch im Flugzeuge gut bewährt hat. (Tätigkeitsberichte der Wetterflugstelle München vom Oktober und November 1931). Überhaupt wurde bei der Entwicklung des Gerätes immer darauf Bedacht genommen, nach Möglichkeit schon Vorhandenes und Bewährtes an Methoden, Instrumenten, Uhrwerken usw. zu verwenden. Nach Bewährung des ganzen Instrumentes wird es sich freilich lohnen, alle Einzelteile auf die besondere Verwendung des Gerätes abzustimmen, damit es nicht zu umfangreich und zu schwer wird; bei diesem ersten Ansatz war es nicht zu verhindern, daß ein Instrumentengewicht von über 7 kg und Abmessungen von 15 . 25 . 35 cm erreicht wurden.

Die Wirkungsweise des Anzeigegerätes ist bekanntlich so (Linke, Taschenbuch, Seite 153), daß sich in ei-

nem permanenten Magnetfeld eine auf Spitzen gelagerte Kreuzspule dreht. Im Stromkreis der einen Spule liegt der Widerstandsdraht, in dem der anderen ein unveränderlicher Vergleichswiderstand. Die Stromquelle ist für beide Kreise dieselbe, nämlich eine gewöhnliche 4-Volt-Ta - schenlampenbatterie. Die Spulen sind aber so geschaltet, daß sie sich in entgegengesetztem Sinne zu drehen su - chen. Stillstand tritt ein, sobald das Drehmoment

$$D = H_1 i_1 n_1 - H_2 i_2 n_2 = o$$

ist. Dabei bedeuten H_1 und H_2 die auf die Spulen wirkenden Komponenten des Magnetfeldes, i_1 und i_2 die Stromstärken und n_1 und n_2 die Windungszahlen der Spulen 1 und 2. Die Stromstärke i hängt vom Widerstand der beiden Stromkreise ab, ist also in dem einen Kreis von der zu messenden Temperatur abhängig. Da, was besonders hervorgehoben sei, hier $i_1 : i_2$ gemessen wird, braucht die Stromquelle nicht konstant zu sein. Dies ist ein wichtiger praktischer Vorteil, der die Methode überhaupt erst für das Flugzeug geeignet macht. Die Drehung der Kreuzspule gelangt durch zwei fest damit verbundene Messerzeiger zur Anzeige, und zwar spielt der eine Messerzeiger vor einer Spiegelskala, die bereits nach Graden Celsius geeicht ist und unmittelbar vom Beobachter dauernd abgelesen werden kann, denn er hält das Anzeigegerät vor sich auf den Knien. Damit ist ein Anfang mit der Entwicklung von Meßmethoden gemacht, die es erlauben, daß auch der Meteorologe im Wetterflugzeug seine Instrumente unmittelbar am Beobachtersitz über - wachen und ablesen kann, ein selbstverständliches Ziel, das allgemein erstrebt werden muß. Der Messerzeiger ist über seinen Drehpunkt nach rückwärts verlängert zu ei - nem zweiten Messerzeiger, der in den photographischen Registrierraum hineinragt, in den aber keinerlei Licht von der Ableseseite gelangen kann.

Als Photoregistrierapparat wurde das von Prof. Lutz und Ingenieur Edelmann zusammen entwickelte, inzwi-

schen bewährte und serienmäßig gebaute Gerät verwendet, wie es z.B. ausführlich in Gerlands Beiträgen zur Geophysik Band 31, 1931, Seite 398 ff. von C.W. Lutz in der Arbeit "Geräte zur Messung und Aufzeichnung des luftelektrischen Spannungsgefälles" genau beschrieben worden ist. Wesentlich für den vorliegenden Zweck ist aber, daß hier auf den Einbau irgend welcher Optik verzichtet wurde und trotzdem genügend feine und saubere Aufzeichnungen erhalten werden. Schon beim Bau eines luftelektrischen Gerätes, das, mit Fallschirm abgeworfen, die Raumladungsgeschichtung der durchfallenden Luftsäule ermitteln sollte, hat der Berichterstatter dieses Verfahren entwickelt, so daß es hier ohne weiteres verwendet werden konnte. Der Sinn der Ausschaltung jeder Optik ist darin begründet,daß durch ein Beschlagen der Linsensysteme, z.B. beim Abstieg, wo die kalten Glaskörper in wärmere Luftmassen eintauchen, wichtige Strecken der Temperaturzustandskurve verloren gehen müssen. Man läßt deshalb zweckmäßig die Schneide des oben erwähnten Messerzeigers dicht vor einem engen Spalt spielen, der von einem gewöhnlichen Glühlämpchen mit geradem Faden durch eine gut eingestellte Strichblende beleuchtet wird. Der scharfe Schatten des Zeigers fällt direkt auf die empfindliche Schicht eines Bromsilberpapieres, das unmittelbar hinter dem Spalt durch ein Antriebswerk vorbeigeführt wird.

In dem Kasten, den der Beobachter auf den Knien hält, befindet sich außer dem Kreuzspulinstrument eine Registrierkassette und darüber die Beleuchtungseinrichtung, ferner ein Antriebsuhrwerk, das für den vorliegenden Zweck so eingestellt ist, daß der Vortrieb des Photopapieres 2 cm in einer Minute beträgt. Ferner enthält der Kasten noch ein zweites Uhrwerk zur Lieferung von Zeitmarken auf der Registrierung. Zu dieser automatischen Zeitmarkierung wird das Registrierlämpchen selbst benutzt, indem man es normalerweise durch Vorschalten eines verstellbaren Widerstandes mit halbem Lichte brennen läßt,

während das Markieruhrwerk z.B. jede Minute diesen Vor - schaltwiderstand vorübergehend kurz schließt, dadurch wird erreicht, daß das Lämpchen hell aufleuchtet und eine scharfe, schwarze Querlinie über die ganze Breite des Registrierpapieres erscheint, ohne daß dabei die weiß auf grauem Grunde hervortretende Temperaturzustandskurve unterbrochen wird. Durch eine parallel geschaltete Handtaste können ferner solche Marken willkürlich von Hand aus bewirkt werden, z.B. beim Eintritt besonderer Ereignisse, wie Ein- und Austauchen aus Wolkenschichten und dergleichen. Diese Marken haben dann eine andere Breite und fallen aus der Reihe der äquidistanten automatischen Zeitmarken deutlich heraus. Überdies gestattet ein von Hand zu bedienender mechanischer Schieber einen Teil des Spaltes zu verdecken und somit eine zweite Art von willkürlichen Marken zu erzeugen, die natürlich ebenso wie der Schatten des Temperaturzeigers weiß erscheinen müssen. Zur Erleichterung der späteren Ausmessung der Zustandskurve ist ferner der Spalt an einer Stelle durch einen feinen Faden fest überbrückt, so daß auf jeder Registrierung eine weiße Basislinie mitgeschrieben wird. Das Thermometer und die Beleuchtung haben je ihre eigene Stromquelle, indem zwei Taschenlampenbatterien filzgeschützt in Blechbüchsen im Kasten untergebracht sind. Im Kasten ist selbstverständlich noch die ganze Schaltung zweckmäßig eingebaut, so daß alles wesentliche leicht zugänglich angeordnet ist, was insbesondere dadurch erreicht wurde, daß der Kasten in weitem Maße aufklappbar gestaltet wurde.

Nachdem nunmehr die Prinzipien klarliegen, sei die Bedienung des Instrumentes erläutert, wobei auch die noch nicht erwähnten Geräteteile zur Sprache kommen werden. Am besten erfolgt die Handhabung exerziermäßig, weil sie sich dann am einfachsten gestaltet und nichts Wesentliches vergessen werden kann.

Man klappt den Kasten weit auf, was nach Lösung

einer einzigen Schraube möglich ist, kuppelt das An - triebswerk von der Registrierkassette ab, und öffnet oben die Kassette durch Abnahme des Deckels. Jetzt kann bei Tageslicht wie in eine Rollfilmkamera ein aufgerolltes ca. 1 m langes und 6 cm breites Stück Bromsilberpa - pier eingelegt werden. Nun wird das Papier von Hand vorgedreht, bis sein Anfang am Spalt vorbei in die auf "offen" stehende Aufnahmebüchse ragt. Jetzt wird die Kas - sette geschlossen, man kann aber trotzdem noch durch ein normalerweise durch Schieber abgedecktes rotes Fenster das Papier beobachten und dann das Antriebsuhrwerk wieder an die Kassette ankuppeln. Wenn die Registrierung noch nicht beginnen soll, wartet man entweder mit dem Aufziehen des Antriebswerkes oder stellt das bereits aufgezo - gene Werk auf "steht". Man kann auch das Antriebswerk ablaufen lassen, muß aber dann die Vortriebswalze in der Registrierkassette auf "Ruhe" stellen. Es kann dann kein Registrierpapier ablaufen. Nun schließt man den Kasten, öffnet die seitlichen Blechschieber und kann dann die Uhrwerke aufziehen, also:

1. das Antriebswerk,
2. das Zeitmarkierwerk.

Nun kann man vor Anschluß des Widerstandsthermometers prüfen, ob das Anzeigegerät in Ordnung ist, indem man die Buchse für die Anschlußleitung einen sogenannten "Nullstöpsel" einsteckt, dessen Widerstand dem von Wi - derstandsdraht plus Zuleitung gleich ist. Der Nullstöp - sel ist zweckmäßigerweise immer angestekt, wenn das Thermometer abgeschaltet ist, damit nicht durch unvor - sichtiges Anschalten das Anzeigegerät zerstört werden kann. Bei eingesteckten Nullstöpsel schaltet man also das Instrument ein und sieht nach, ob der Ausschlag in Ordnung ist. Dann schaltet man wieder aus und ersetzt den Nullstöpsel durch die wirkliche Zuleitung zum Widerstandsdraht. Nun schaltet man das Thermometer ein und dann die Beleuchtung; diese kann ebenfalls nochmals nach-

gesehen werden, indem man durch ein verschließbares Schauloch am Beleuchtungsaufsatz in das Instrument hin - einschaut, ein paar Mal die elektrische Handzeitmarken - taste bedient und damit also ein mehrmaliges helles Auf- leuchten des Registrierlämpchens feststellt. Nach dieser Kontrolle schließt man das Schauloch, schaltet die Uhr - werke auf "Lauf" und achtet auch darauf, daß die Vor - triebswalze der Registrierkassette auf "Lauf" steht. Dann läuft das Photopapier ab, das Anzeigegerät ist in Be - trieb.

Handelt es sich nun z.B. um einen Höhenflug, so kann die aufgezeichnete Temperaturzustandskurve nur dann sinnvoll ausgewertet werden, wenn sie in klarem eindeu - tigen Zusammenhang mit dem Luftdruckverlauf, also mit einem Barogramm, gebracht wird. Am besten wäre es also, wenn auf dem Photostreifen gleichzeitig der Ausschlag eines Vididosensatzes oder eines Bourdonrohres mitge - schrieben werden würde. Dies ist zweifellos der nächste anzustrebende und leicht realisierbare Schritt. Inzwi - schen kann man sich aber auch mit durchaus brauchbaren Behelfen begnügen, indem man einen gewöhnlichen Baro - graphen mitführt, und ihm an einer einwandfreien Stelle dem Beobachter sichtbar und erreichbar unterbringt. Wäh- rend des ganzen Fluges werden nun genügend zahlreiche Marken am Barogramm und Thermogramm gleichzeitig ange - bracht, z.B. alle 500 m. Wie weiter unten gezeigt wird, kann man dann die Druckkurve auf das Photopapier genü - gend einwandfrei, auch mit Rücksicht auf Ungleichmäßig- keiten im Steig- und Gleitflug, übertragen und hat da - mit den gewünschten Zusammenhang.

Nach dem Fluge schaltet man erst Instrument und Beleuchtung aus, dann ersetzt man die Zuleitung durch den Nullstöpsel und öffnet den Kasten. Das Photopapier hat sich inzwischen entweder bereits vollständig in die Sammelbuchse eingerollt, oder es kann nach Auskuppeln des Antriebuhrwerkes von Hand gänzlich eingerollt wer -

den. Nun stellt man die Sammelbuchse auf "Zu" und begibt sich damit zum Entwickeln, Fixieren, Wässern und Trock - nen des Streifens in die Dunkelkammer. Der Betrieb kostet wöchentlich eine Taschenlampenbatterie und täglich etwa 1 m Registrierpapier (75 m kosten z.Zt. 18 M).

Bevor nun die Auswertung besprochen werden kann, ist noch näher einiges über die Eichung und den Meßbe - reich des Instrumentes zu sagen. Eine genaue Eichung wird man zunächst wie bei den gewöhnlichen Meteorogra - phen durchführen. Man wird also das Schutzrohr abnehmen und den Widerstandsdraht frei im Eichbehälter aufhängen, in den vorne und hinten 2 Alkoholthermometer hineintra - gen und der dann gut abgedichtet in das Spiritus-Kohlen- säure-Kältebad eingesetzt wird, wobei die Ventilations - turbine des Kasteninnern in Gang gesetzt wird. Da das Widerstandsthermometer praktisch keinen Raum einnimmt, wird bei der starken Belüftung rasch eine hervorragende Isothermie des ganzen Eichraumes erzielt, was durch die Angaben der Alkoholthermometer, die verschieden weit einzuführen sind, bestätigt werden kann. Durch quanten- weises Zugeben von Kohlensäureschnee in den Spiritus werden mehrere Temperaturstufen hergestellt und so der ganze Bereich durchmessen, in dem das Thermometer ge - braucht werden soll. Während der ganzen Zeit registriert das Anzeigegerät, dessen Ausschlag dauernd durch Augen - ablesung verfolgt werden kann. Drastisch sieht man da - bei, daß das elektrische Thermometer sofort die Tempera- tur der umgebenden Kastenluft annimmt, während die Dauer der Eichung vorwiegend durch die beträchtliche Trägheit der Alkoholthermometer bedingt wird. Selbstverständlich könnte man in solchen Fällen ohne weiteres die Regi - strierung unterbrechen und immer nur dann einschalten, wenn die Ablesung eines Eichpunktes fällig ist. Hier muß hervorgehoben werden, daß dieses Eichverfahren vollkom - men einwurfsfrei und besonders einfach ist im Vergleich zur Eichung gewöhnlicher Meteorographen, die gerade dann,

wenn der Kasten etwas zu knapp bemessen sein sollte und nicht mehr isotherm gemacht werden kann, besondere Schwierigkeiten und Unbestimmtheiten bietet, (die aber bekanntlich auch bei Anwendung der Eintauchmethode mit ihren unbestimmten Verzerrungen des Meteorographenge - stelles nicht geringer werden). Es handelt sich also um eine große Überlegenheit des elektrischen Thermometers in dieser Hinsicht. Das Ergebnis der Eichung aber ist eine gerade Eichkurve, wieder ein ganz außerordentli - cher Vorteil. - Denn nun sind solche Eichungen nur in seltenen Fällen nötig. Durch zwei Punkte ist die Eich - kurve des Widerstandsthermometers festgelegt. Ein drit- ter Punkt ist schon eine Kontrolle. Die dauernde Über - prüfung des elektrischen Thermometers ist also besonders leicht und einfach.

Gewiß ist ein elektrisches Thermometer an sich we- sentlich komplizierter als ein gewöhnliches Flüssig - keitsthermometer oder die mechanischen Meteorographen. Aber Störungen im elektrischen Teil sind ebenso leicht und sicher zu erkennen als Schäden an einem der obigen Geräte. Wenn die elektrischen Geräte aber in Ordnung sind, arbeiten sie ebenso sicher und zuverlässig und sind durch die Vorteile der praktischen Trägheitslosig- keit, der geraden Eichkurven und der leichten, einwand- freien Eichungsmöglichkeit den bisherigen Geräten sogar wesentlich überlegen. Hinzu kommt noch, daß man den Vor- teil des Fernthermometers hat und in Beobachtersitz be- quem ablesen kann, damit aber erst in die Lage versetzt ist, interessante Vorgänge rasch zu erkennen und so - gleich zu untersuchen.

Das Ziel, jeweils richtige Temperaturzustandskur - ven mitzubringen, ist schon vollständig erreicht, ohne daß eine größere Ablesegenauigkeit bei dem neuen Gerät genommen wurde als bei den heute gebräuchlichen Meteoro- graphen. An der Ableseskala können Zehntelgrade bestimmt werden. Aber auch beim Übergang von der Registrierung

zur Eichkurve können die Zehntel abgestochen werden,denn das Instrument ist in nur ganz geringem Grade neigungs - empfindlich. Dies alles bei einem Meßbereich von 70 Celsiusgraden, nämlich von +30 bis -40 Grad, der für das erste Instrument genommen wurde, um möglichst das ganze Jahr hindurch bei Höhenflügen in München mit einer Durchschnitthöhe von etwa 5000 m mit diesem Meßbereiche auszukommen. Als verfügbare Registrierpapierbreite stehen dafür 55 mm zur Verfügung, weil eben vorhandenes Serienpapier zu Grunde gelegt wurde. Für künftige Instru - mente kann aber dieselbe Breite bereits für einen Bereich von 30 bis 40 Grad zur Verfügung gestellt werden, wenn man vorher das Instrument auf die Jahreszeit einstellbar einrichtet.

Nun sei die Auswertung eines Aufstieges beim gegenwärtigen Zustand des Instrumentes behandelt: Es liegen vor:

1.) die photographisch registrierte Temperaturzustands - kurve, versehen mit einer Basislinie. Der Streifen enthält außer den automatischen äquidistanten Zeit - marken noch zahlreiche Marken, die von Hand gemacht wurden, gleichzeitig mit Marken, die
2.) das Barogramm aufweist;
3.) enthält das Eichblatt die gerade gültigen Eichkurven für den Berographen, das Widerstandsthermometer und ferner eine gegen die Basislinie geneigte Gerade,die die Übertragung der Druckwerte in das Thermogramm gestattet unter Ausnutzung der ganzen Papierbreite bei einem 6000m-Höhenflug.

Man wird also zunächst die zu den Marken im Baro - gramm gehörigen Drucke bestimmen. Denn diese Drucke an den entsprechenden Marken im Thermogramm eintragen und somit die Druckkurve auf das Thermogramm übertragen.Nun - mehr kann man eine ganze Liste der sogenannten markanten Punkte herausgreifen, etwa 60 für einen Aufstieg,und mit Hilfe der Bjerknes-Tafeln in üblicher Weise die zugehöri-

gen geometrischen Höhen der markanten Punkte berechnen. Ein Mangel an diesem Verfahren ist augenblicklich noch die lange Umlaufzeit des verwendeten Barographen, die bei einem üblichen Höhenflug besonders am Anfang eine sehr steile Luftdruckkurve ergibt und ein genaues Abgreifen der Marken erheblich erschwert. Das Gleiche gilt für einen raschen Abstieg. Es wurde daher ein schneller umlaufendes Uhrwerk für den Barographen in Auftrag gegeben. Auf diese Weise bekommt man also wirklich die richtige Temperaturzustandskurve, und jetzt ist es sinnvoll, auf solchem Material Betrachtungen über Gradienten, Formen von Inversionen, Gleichgewichtszuständen und Energieschichtungen aufzubauen.

Der Höhenberechnung müßte dabei eigentlich die virtuelle Temperatur zugrunde gelegt werden, besonders dann, wenn die Atmosphäre warm und feucht ist. Dies würde aber eine genaue Feuchtigkeitsmessung vorausset-zen. Bis die eingangs erwähnte Methode der trägheitslosen Registrierung der psychrometrischen Differenz ausgebildet ist, empfiehlt es sich daher, bei physikalischen Meßflügen ein Koppe'sches Haarhygrometer mit einem Haar in der von Büdel, München, angegebenen Form mitzuführen, bei der das wagerechte Haar durch ein gelochtes Metallrohr zu schützen wäre. Da dies viel trägheitsloser als ein Haarbüschel arbeitet, könnten damit wenigstens für Einzelhöhenstufen gute Werte erzielt werden. Wie schon eingangs gesagt, ist es durchaus kein Zufall, daß noch kein registrierendes Psychrometer vorhanden ist. Die Schwierigkeit liegt in der richtigen Befeuchtung bei Temperaturen um und unter Null. Aber es sind schon Verfahren ausgedacht, die gerade dann die richtige Befeuchtung gewährleisten sollen, allerdings unter Aufgabe einer stetigen Registrierkurve, d.h. unter Beschränkung auf Erzielung zahlreicher, einwandfreier Einzelpunkte. Im ganzen kann also jetzt schon gesagt werden, daß die auftretenden Schwierigkeiten schrittweise überwunden werden

können, und damit wäre der Einsatz von Mitteln zum Bau eines solchen elektrischen Meteorographen zu rechtfertigen.

Mit dem beschriebenen Instrument, das erst seit Dezember 1932 fertiggestellt ist, sind, im ganzen genommen, bereits gute Erfahrungen gemacht worden. Es ist für den täglichen Aufstiegsgebrauch durchaus geeignet. Bis jetzt wurde es bei 17 Höhenflügen mitgenommen, darüber hinaus wurde seine Eignung zu Temperaturfahrten im Kleinauto in der Stadt und bei Überlandfahrten, ferner bei Fahrten mit der österreichischen Zugspitzseilbahn geprüft. Die ausführlichen Messungsergebnisse werden Gegenstand einer zweiten Mitteilung sein.

Bemerkungen zu den Abbildungen von II,5 über das Widerstandsthermometer.

Abbildung 146: Vorbereitung zur Eichung.
Über dem großen Doppelkasten mit der Spiritus-Kohlensäurefüllung sieht man den Einsatz mit den Alkoholthermometern und der Turbine. Man erkennt, wie der von seiner Schutzhülle befreite Widerstandsdraht, der "Thermometerkörper" angebracht ist. Das Thermometer über dem Deckel dient zur Berücksichtigung des herausragenden Fadens an den Ablesungen der Alkoholthermometer. Der Antrieb des Belüftungsrades erfolgt durch die ganz links sichtbare Wasserturbine. Das im Vordergrund aufgestellte Anzeigegerät wird während der Eichung natürlich horizontal auf einen Nebentisch gelegt.

Abbildung 147: zeigt die 3 Teile:
Thermometer, Zuleitung und Anzeigegerät, an dem alle zur Bedienung erforderlichen Schalter gut zu sehen sind. Unter dem großen Fenster befindet sich die Skala für Augenablesung und in dem zylindrischen Aufbau ist das Regi -

strierlämpchen untergebracht. Auf dem Bild ist auch der "Nullstöpsel" neben dem Thermometer zu sehen.

Abbildung 148: zeigt den Halter für die Widerstandsdrahtstücke mit den Haltegabeln und Wülsten nach Abnahme der danebenliegenden Schutzhülle.

Abbildung 149: gestattet einen Einblick in das aufgeklappte Anzeigegerät. Man sieht in der Hauptsache die wichtigsten Teile des Registrierraumes:
das Antriebsuhrwerk, die Kupplung, die Registrierkassette mit der Sammelbüchse für das Photopapier, die verstellbaren Vorschaltwiderstände für das Lämpchen und links die 2 Taschenlampenbatterieren, die Stromquellen für das Thermometer und die Beleuchtung.

Abbildung 150: ist die Wiedergabe einer Luftdruckregistrierung mit Marken, die sich gleichzeitig auch entsprechend auf der Photoregistrierung vorfinden (Abbildungen 153, 154 und 155). Man erkennt, daß es besser ist, eine höhere Registriergeschwindigkeit zu wählen, damit auch die Kurve des Abstieges auswertbar wird.

Abbildungen 151 und 152: sind ein Ausschnitt aus einer Eichkurve und lassen zunächst einmal die Art der Photoregistrierungen mit dem neuen Instrument erkennen. Man erkennt gerade, weiße Basislinie, die dreistufige, weiße Temperaturkurve und die äquidistanten, schwarzen Zeitmarkenquerstriche. Dazu kommen dann noch die von Hand gemachten schwarzen und weißen Marken an den Eichpunkten 2, 3, 4, 5 und 6.

Abbildungen 153, 154 und 155. Hier ist die ganze Registrierung eines Höhenfluges wiedergegeben. Außer den automatischen Zeitmarken enthält der Streifen willkürliche kurze weiße Marken, die mit dem mechanischen Schie-

ber gleichzeitig mit den Marken auf Abbildung 150 erzeugt wurden. Die Beschriftung bezieht sich auf die Angaben des Höhenmessers, den der Beobachter bei der Markierung ab - las. Die Auswertung erfolgt aber aus der nach Abbildung 150 gewonnenen Luftdruckkurve, die mit Bleistift in der in vorstehender Arbeit geschilderten Weise auf den Photo-streifen übertragen wurde. Die Hauptsache: Man beachte die scharfe Wiedergabe der Inversion im Auf- und Abstieg; der Abstand der automatischen Marken beträgt 1 Minute.

Vorschlag zur Bestimmung des Wassergehaltes der Wolken im Wetterflugbetrieb.

Referat von Dr.P.Lautner, Wetterflugstelle München.

W. Bleeker hat kürzlich in der Meteorologischen Zeitschrift 1932 S. 243 ff. einen sehr aufschlußreichen Artikel über den Mechanismus der Eisansätze an Flugzeu-gen geschrieben, in dem auch die wichtigste bisherige Literatur über diesen Gegenstand angezogen wurde. Man scheint in dieser Frage an dem Punkt angelangt zu sein, wo zwar alle thermodynamischen Umstände, alle in Frage kommenden Wetterlagen usw. geklärt sind, ohne daß je - doch dieses Problem bisher zu einer befriedigenden Lö - sung gebracht ist. Da hält es der Berichterstatter für angezeigt und aussichtsvoll, bei dem jetzigen Stand der Frage mit praktischen Versuchen einzusetzen und zwar

1.) mit Bestimmungen des Wassergehaltes der Wolken gleichzeitig verbunden mit
2.) mikroskopischen Größenbestimmungen der zugehörigen Wolkenelemente.

Im Egersdörfer-Holzer'schen Erfahrungsbericht (Erf.Ber. d.Deutschen Flugwetterdienstes 7. Folge Nr. 13) ist im dritten Kapitel klar und vollständig zusammengestellt, was aus den Ergebnissen eines Höhenfluges bis jetzt über die Wasserdampfatmosphäre ausgesagt und erschlossen wer-

den kann. Dieses Kapitel samt zugehörigen Tabellen und Ausrechnungen eines Beispieles müssen hier als bekannt vorausgesetzt werden. Es sei nun an folgende Verhältnisse erinnert, die schon häufig beobachtet wurden: Man kann an zwei verschiedenen Tagen genau gleiche thermodynamische Bedingungen vorfinden, z.B. beide Male eine dichte, tausend bis zweitausend Meter mächtige Stratus - schicht ohne jede horizontale und vertikale Sicht bei Temperaturen zwischen -2 und -15 Grad Celsius, völlig gleiche Bedingungen also, bei denen nur der eine Unter - schied klar zutage tritt, daß das eine Mal sehr starke Vereisung auftritt, während das andere Mal überhaupt kein Eisansatz zur Beobachtung gelangt. Hier helfen die Betrachtungen des obigen Erfahrungsberichtes keinen Schritt weiter, vielmehr ist in diesem Falle klar, daß man noch bis zu den physikalischen Bedingungen im Klei - nen vordringen muß, um weitere Erkenntnisse zu erzielen. Es sei jetzt noch garnicht einmal an Erschließung der kolloidalen elektrischen Eigenschaften gedacht, sondern es kann schon Erfolg bringen, wenn man den Wassergehalt der Wolken und die Größenklassen und die räumliche Ver - teilung ihrer Wolkenelemente bestimmt. In diesem Berichte handelt es sich zunächst nur darum, ein Verfahren zur Messung des Wassergehaltes der Wolken auf Grund einiger allerdings anfänglicher, aber den Erfolg schon sichern - den Vorversuche vorzuschlagen. Zunächst ist es geradezu auffällig, wie wenig auf diesem Gebiete von Bodenstationen im Flachland und auf Berggipfeln erst gemessen wurde. In der 4. Auflage des Hann-Süring (S-321) finden wir,wie überall, hauptsächlich nur die Messungen von V. Conrad und A. Wagner zitiert. Trotzdem ist diese Frage gerade jetzt wichtig, und es handelt sich darum, die schon vorliegenden Verfahren auf ihre Übertragbarkeit ins Flug - zeug zu prüfen.

Grundsätzlich wird es zweifellos das Richtige sein, ein Wasserausscheidungsverfahren anzustreben, das sowohl

das dampfförmige als auch das flüssige Wasser der zur Untersuchung gelangenden Luftmenge vollständig heraus - nimmt; dabei sollen um der Genauigkeit willen stets große Luftmengen genommen werden und dies in verhältnismäßig kurzer Zeit, damit nicht dadurch besondere Kosten aus einer zu großen Verlängerung der Flugzeiten entstehen. Es galt also zunächst die Frage der genügenden Menge Probeluft und ihrer genügend genauen Messung zu klären. Ermunternd wirkte die Tabelle 47 im Linke'schen Taschenbuch, die zeigt, daß bei den üblichen Flugzeuggeschwindigkeiten von 100 km/h und bei den bis 6 km Höhe auftretenden Luftdichten genügend große Staudrucke vorkommen, um z.B. Luft durch ein mit absorbierenden Flüssigkeiten gefülltes Gefäß zu treiben. Diese Linke'sche Tabelle wurde sofort in der Praxis nachgeprüft; eine mit Spiritus gefüllte Wulff'sche Flasche wurde bei den Aufstiegen mitgenommen, in die ein verstellbares Kupferrohr tauchte; dieses Kupferrohr war durch eine Schlauchleitung mit einem Glastrichter verbunden, der zum Auffangen von Luft dem Fahrtwinde entgegengehalten wurde. Die Versuche gelangen und zeigten, daß schon allein bei Ausnützung des Staudruckes erhebliche Luftmengen das Gefäß durchstrudelten.

Nun wäre der nächstliegende Gedanke gewesen, ein geschützt eingebautes Glasgefäß zu nehmen, das mit konzentrierter Schwefelsäure zu füllen wäre und in dessen Zuleitungsrohr hinter dem Auffangtrichter z. B. ein Rosemüller'sches Glimmerblatt-Anemometer zur Messung der durchgegangenen Luftmengen einzuschalten wäre. Aber so verwickelte Kunstwerke unsere Glasbläser heutzutage herzustellen in der Lage sind, so war doch niemand zu finden, der in ein zylindrisches Glasrohr von etwa 7 cm Durchmesser und 20 cm Länge zwei Querebenen aus Glas einzuschmelzen wagte. So mußte aus diesem Grunde und auch, weil Arbeiten mit flüssiger Schwefelsäure immer unangenehm sind, dieser Gedanke fallen gelassen werden.

Auch die Verwendung des zarten Rosenmüller'schen Anemometers erscheint für einen Dauergebrauch nicht recht geeignet. So war es zweckmäßig, nach brauchbaren, in der Technik bereits erprobten Gasmessern Umschau zu halten, die neigungsunempfindlich im Flugzeug verwendet werden könnten. Oberbaurat Bayerlein vom Münchener Gaswerk stellte daher freundlicherweise eine sogenannte Trockengasuhr neuester Bauart zur Verfügung, wie sie in einigen Städten Deutschlands bereits in Wohnungen als Verbrauchszähler aufgestellt sind. Diese Uhr gestattet erwiesenermaßen Gasmengen auf 1 % genau zu bestimmen, ist sehr leicht und verhältnismäßig billig; sie wurde bei mehreren Flügen erprobt. Trotzdem in diese Uhr zwei Stahlschieberventile und Lederbeutel eingebaut sind, versagte sie auch bei tiefen Temperaturen und in Wolkenluft niemals. Das wichtige Ergebnis aber war, daß in einer halben Stunde Flugzeit bei rund 100 km Stundengeschwindigkeit mehr als 10 Kubikmeter Meßluft aufgefangen wurde, wohlgemerkt bei alleiniger Ausnutzung des Staudruckes auf die Öffnung eines Blechtrichters von 16 cm Außendurchmesser und bei einem Zuleitungsrohrdurchmesser von 20 Millimetern. Dabei wurde der Trichter vom Beobachter in der Hand gehalten und auch ganz ungünstig exponiert, da er unmittelbar an die Stoffbespannung des Flugzeugrumpfes gedrückt werden mußte.

Durch den positiven Ausgang dieser Versuche und die Brauchbarkeit der Trockengasuhr in jeder Lage sind Bestimmungen des Wassergehaltes der Wolken im Flugzeuge also grundsätzlich mit durchaus befriedigender Genauigkeit möglich.

Eine exakte Methode kann sofort angegeben werden: Man leitet die Meßluft, der das gesamte Wasser entzogen werden soll, durch eine genügend lange und weite Metallrohrschlange, die sich in einem Bade flüssiger Luft mit etwa -193° Temperatur befindet. Vor oder hinter dieser Wasserausfrierschlange wäre die Trockengasuhr einzuschal-

schalten, deren Widerstand übrigens kaum 16 Millimeter Wassersäule beträgt. Es wäre also das Gewicht der Kühl - schlange vor dem Fluge zu bestimmen. Dann wäre sie ein - zubauen und z. B. durch eine Klappe abzuschließen, die erst geöffnet wird, wenn die Wolke erreicht ist, in der der Versuch stattfinden soll. Nun läßt man eine gemessene Zeit lang eine gemessene Luftmenge von bekannter Temperatur und Dichte hindurchströmen, schließt die Klappe dann wieder und stellt nach der Landung die Gewichtszu - nahme der Kühlschlange fest. Da physikalische Waagen zu den ältesten und am besten durchgebildeten Meßinstrumenten gehören, kann die Gewichtszunahme, die im ganzen entsprechend der Meßluftmenge immer etwa 20 bis 60 Gramm betragen soll, auf Zehntel Gramm genau verbürgt werden.

Nun ist zu beachten, daß diese Gewichtszunahme, die also die Menge des ausgefrorenen Wassers darstellt, aus 2 Anteilen zusammengesetzt ist; der erste ist das Wasser, das in gasförmigem Zustande in den Wolken vorhanden war und das nach den Egersdörfer'Holzer'schen Berichte aus den Daten von Temperatur und Feuchtigkeit zuerst berechnet werden muß. Die so erhaltene Gewichtsmenge muß von der Gewichtszunahme abgezogen werden, um dann den zweiten Anteil, das eigentliche Wolkenwasser, das man ja ermit - teln wollte, zu erhalten. Ist es nun nebenbei noch gelungen, gleichzeitig die hauptsächlichsten Größenklassen der Wolkenelemente zu bestimmen, etwa durch Ablesung im Mi - kroskop oder auf mikrophotographischem Wege, so wäre damit eine wesentliche Ergänzung des bisherigen Wissens über die Wolken erzielt, nämlich eine erste physikali - sche Kenntnis der durchflogenen Wolke, deren Struktur z. B. im Vereisungsfalle doch wohl nicht nebensächlich sein kann. Soll eine Wolke in mehreren Höhenstufen untersucht werden, so liegt die Mitnahme einer entsprechenden An - zahl auswechselbarer Kühlschlangen durchaus im Bereich der Möglichkeit. Dasselbe gilt für den Fall der Untersuchung mehrerer übereinanderliegender Wolkenschichten usw.

Auch bei wolkenlosem Wetter sollten solche Versuche gemacht werden, um die realen Verhältnisse in der Atmosphäre immer wieder mit den Rechnungsergebnissen zu vergleichen.

Es kann garnicht genügend hervorgehoben werden, daß man niemals vergessen darf, daß alle Betrachtungen des Egersdörfer-Holzer'schen Berichtes, soweit sie Gleichgewichts-, Energie-, und Zirkulationsverhältnisse betreffen, immer nur solange richtig sind, als kein Niederschlag, also Wolkenwasser, ausfällt. Gerade hier will die Einführung solcher "Niederschlagswassermessungen"ergänzend weiter helfen.

Die Brauchbarkeit des vorgeschlagenen Verfahrens dürfte außer Zweifel stehen; die Durchführung an sich ist gut möglich, denn in München ist z.B. täglich jede beliebige Menge flüssiger Luft erhältlich. Hinderlich ist nur der hohe Preis, der zur Zeit - öftere Abnahme vorausgesetzt - 1 RM für 1 Liter beträgt. Trotzdem sollten hin und wieder Versuche mit dieser Methode durchgeführt werden zur Überprüfung eines anderen, im folgenden beschriebenen Verfahrens; dieses wurde vorbereitet, um die finanzielle Schwierigkeit zu überwinden, bei ihm mußte aber dafür leider wieder die Verwendung der unangenehmen Schwefelsäure und zerbrechlicher Glasgeräte in Kauf genommen werden.

Für den Dauergebrauch ist an eine genügend lange und weite Glasrohrschlange gedacht, die mit kleinen ungebrannten Porzellan- oder besser Bimssteinkugeln angefüllt ist, die vorher mit rauchender Schwefelsäure getränkt wurden (spez. Gewicht 1.84). Diese gefüllte Glasschlange tritt nun an die Stelle der Metallrohrschlange; das Bad ist überflüssig, da jetzt die hygroskopische Kraft der Schwefelsäure ausgenutzt werden soll. Es sind selbstverständlich an Hand der einschlägigen chemischen Literatur nochmals alle hygroskopischen Mittel durchgegangen worden, bevor der Entscheid in der obigen Form

getroffen wurde. So finden wir z. B. im Berliner'schen Physikalischen Handwörterbuch folgende Bemerkung:"Chlorkalcium ist kein sehr starkes, aber ein sich sehr langsam verbrauchendes Trockenmittel, da es bei einem Wassergehalt von 20% noch beinahe ebenso hygroskopisch ist, wie im Wassergehalt bei Null Grad im Gleichgewicht sind, enthalten noch 31 Milligramm Wasser. Konzentrierte Schwefelsäure läßt unter den gleichen Bedingungen nur noch ca 0,25 Milligramm Wasser zurück. Aber noch hundert Mal stärker ist Phosphor-Pentoxyd, doch erschöpft sich seine Wirkung schnell infolge der Verglasung seiner Oberfläche."

Die Durchführung der Absorptionsversuche hätte wie oben mit Wägungen vor und nach dem Fluge zu geschehen.Zur Zeit ist zunächst einmal eine Glasschlange mit 4 Windungen beschafft, von 2 cm Durchmesser und 250 cm Länge. Sie wurde gefüllt mit rund 1000 Porzellankugeln von je 9 mm Durchmesser, die also den Rohrquerschnitt rhythmisch von 3.14 auf 1.2 qcm verengen. Die wirksame absorbierende Oberfläche beträgt dabei etwa 2500 qcm. Ferner handelt es sich um folgende Gewichte:

Glasrohr	500	Gramm
Kugeln	900	"
Schwefelsäure	500	"
zu absorbierendes Wasser rd.	50	"
somit also um ein Gesamtgewicht von . .	1 950	Gramm.

Da mit einer chemischen 5 kg-Waage noch Hundertstel Gramm sicher zu bestimmen sind, ist also das Gerätegewicht durchaus zweckmäßig bemessen. Hängt man von einer 2 kg-Waage die eine Waagschale ab, so ist bereits eine solche Waage und sogar eine noch empfindlichere,für diesen Zweck verwendbar. Alle Abmessungen sind auf Grund der Angaben in verschiedenen Chemiebüchern so getroffen, daß durch die Aufnahme des maximal zu erwartenden Wassers nur eine ganz geringfügige Verdünnung der rauchenden Schwefelsäure eintreten kann, die erhebliche hygros-

kopische Kraft also nur in ihrer äußersten Spitze beansprucht wird. In der Praxis wird man daher wahrscheinlich eine wesentlich geringere Füllung des Rohres als vollkommen ausreichend erkennen. Es kann aber hier über Versuche noch nichts ausgesagt werden, da hierfür erst Mittel bereitzustellen wären. Die Zweckmäßigkeit solcher Messungen des Wolkenwassergehaltes dürfte genügend klargelegt worden sein.

Hinsichtlich des zweiten Punktes, der mikroskopischen Größenbestimmung und der räumlichen Verteilung der Wolkenelemente sei hier noch kein Vorschlag gemacht, jedoch erwähnt, daß der Berichterstatter schon im April 1928 mit Direktor Prof. Hauser der Emil Busch A.-G.Rathenow über diese Dinge von der Zugspitze aus verhandelte. Prof. Hauser hatte damals bereits praktische Vorschläge auf Grund von Versuchen gemacht, die nach Erledigung des ersten Punktes ohne weiteres wieder aufgegriffen werden könnten.

Die Abbildung 156 zeigt die schematische Anordnung der beschriebenen Geräteteile.

Die Messung der elektrischen Raumladungsschichtung im Rahmen des Wetterflugbetriebes.

Referat von Dr. P.Lautner, Wetterflugstelle München.

Wenn auch das Grundproblem luftelektrischer Forschung, die Frage nach der Aufrechterhaltung des elektrischen Feldes der Erde, nach wie vor der Lösung harrt, ist man dennoch seit langem in der Lage, sich ein einigermaßen richtiges Bild über den allgemeinen mittleren elektrischen Zustand der Erde und ihrer Lufthülle zu machen, und im besonderen ist es bereits sinnvoll und möglich, die Fragen der luftelektrischen Einflüsse auf das meteorologische Geschehen in der im Wetterflug erreichbaren Luftsäule zu behandeln. Selbstverständlich

werden Strahlungsverhältnisse, Thermodynamik und Mecha - nik immer fast alles Wesentliche im Wetterablauf erfas - sen lassen, aber warum unter gleichen Umständen bei der- selben Lage einmal Wolkenbildung stattfindet und reich - licher Niederschlag ausfällt, im andern gleich gelager - ten Fall aber gänzlich unterbleibt, das wird wohl erst klargelegt werden können, wenn man versucht, auch den kolloidalen Eigenschaften der Atmosphäre gerecht zu wer- den, denen in Einzelfällen wesentliche "Randkorrekturen" im Gesamtablauf zufallen können. Das Problem der Konden- sation, bis ins Letzte vorgetrieben, gehört hierher.

Ein experimenteller Vorstoß in dieser Richtung muß gleichzeitig auf 2 Arten erfolgen: einmal so, wie A.Wi- gand in Hamburg vorging, indem er die Methoden des Atmo- physikers sinngemäß auf die Untersuchung von Nebeln usw. im Laboratorium übertrug und alle Ergebnisse sogleich durch theoretische Erwägungen stützte, und zum anderen an Stellen ohne besondere Laboratoriumseinrichtungen in der Weise, daß regelmäßige Dauermessungen geeigneter Art im Rahmen des Wetterflugbetriebes vorgenommen werden. Das nächstliegende ist, hier zu versuchen, den Verlauf des Potentialgradienten in der durchmessenen Luftsäule zu gewinnen und damit die elektrische Raumladungsschichtung zu erfassen.

Schon ein Blick auf die allgemeinen stationären luftelektrischen Verhältnisse kann dies erhellen, wie sie z.B. in ganz ausgezeichneter Weise von dem Altmei - ster luftelektrischer Forschung, H. Benndorf, Graz, im Artikel "Atmosphärische Elektrizität" im Band Geophysik des Wien-Harms'schen Lehrbuches beschrieben sind. Auf die- se Arbeit sei hier ausdrücklich aufmerksam gemacht. Hier interessieren nur die einschlägigen Ergebnisse in größe- ren Umrissen.

Durch einen noch vollkommen rätselhaften Vorgang, für den wir einstweilen nur die Bezeichnung "Zustrom" ha- ben, hat die gut leitende Erdoberfläche dauernd eine

elektrische Ladung von $-5.40 \cdot 10^5$ Coulomb. Da die der Erde aufliegende Lufthülle trotz ihrer allerdings viel geringeren Leitfähigkeit als ein Dielektrium von der Dielelektrizitätkonstante 1 betrachtet werden muß, ist sie der Sitz eines definitionsgemäß nach unten gerichteten elektrischen Feldes. Die elektrische Feldstärke am Boden beträgt normalerweise -120 Volt/Meter. Der Potentialanstieg oder Potentialgradient ist daher im Mittel +120 Volt/Meter. Während die gut leitende Erdoberfläche je nach Beschaffenheit eine Leitfähigkeit von 10^{10} bis 10^5 sec^{-1} besitzt, mißt man in der unmittelbar auflie - genden Luft zunächst den wesentlich kleineren Betrag von 2.10^{-4} sec^{-1}, der zunächst langsam, dann aber rasch in etwa 80 km Höhe auf 6.10^5 sec^{-1} ansteigt, also Werte erreicht, die den Beträgen am Boden gleich kommen. Wie bei einem Kugelkondensator finden somit alle interes - sierenden Vorgänge im Dielektrikum zwischen zwei lei - tenden Hüllen statt. Das gleichzeitige Bestehen von Feld und Leitfähigkeit bedingt aber einen elektrischen Strom, den sogenannten "Vertikalstrom", der bei der sehr geringen Schichtdicke der in Frage kommenden Luftsäule im Verhältnis zu den Erddimensionen in jeder Höhe im Mittel konstant sein muß. Über die ganze Erdoberfläche integriert, ergibt sich eine Stromstärke von rd. 1400 Ampère, bei einem Potentialunterschied von +200000 Volt zwischen der Erdoberfläche und der leitenden Hülle in etwa 80 km, die ja längst unter dem Namen Heavi - sideschicht allgemein bekannt ist. Der Widerstand dieser Luftsäule zwischen den Kondensatorbelegungen be - trägt 157 Ohm, wovon aber allein 150 Ohm auf die unteren 12 km und nur 7 Ohm auf den Rest entfallen.Da man also einen Vertikalstrom in einem Medium beobachtet, dessen Leitfähigkeit mit der Höhe beträchtlich zunimmt, müssen sich gerade im untersten Teil beträchtliche Raumladungen ausbilden und somit ihrerseits eine ent - sprechende Änderung der Feldstärke mit der Höhe bewir -

ken. Auf diese Tatsache kann das Verfahren zur Bestim - mung der Raumladungsschichtung gegründet werden.

Sehr instruktiv ist eine Benndorf'sche Tabelle,die hier wiedergegeben sei:

Höhe in km:	0	0.05	3	6	9
P.G. in Volt/m	120	55	20	10	5
ρ in ε/cm^3		73	0.63	0.19	0.09_{-18}

wo ρ die Raumladung und $\varepsilon = 4.77 \cdot 10^{-10}$ ESE das elek - trische Elementarquantum bedeuten soll.

Diese Tabelle lehrt, daß die hauptsächlichsten Raumladungen auch im Normalfalle bereits vollkommen auf den Bereich der Lufthülle entfallen, der dem Wetterflug- zeuge zugänglich ist. Über diese normalen Verhältnisse hinaus handelt es sich bei den Störungen des normalen Feldes immer um Verschiebung oder Erzeugung von Raumla- dungen, die natürlich vorwiegend durch meteorologische Verhältnisse bedingt werden.

Allein schon diese Überlegungen, aber vor allem die Ergebnisse zahlreicher einschlägiger Untersuchungen im Flachland, auf Bergstationen und im Luftfahrzeug,ins- besondere die Erfahrungen anläßlich der jahrelangen luftelektrischen Meßtätigkeit des Berichterstatters auf der Zugspitze (s.z.B. Deutsches Meteorologisches Jahr - buch Bayern 1928 Anhang C) sprechen für die Aufnahme solcher Messungen in den regelmäßigen Wetterflugbetrieb. Schon auf der Wetterflugtagung im April 1930 in Hamburg wurde deshalb ein dahingehender Vorschlag unterbreitet und gutgeheißen (s.Meteorologische Zeitschrift 1930 P. Lautner: "Luftelektrizität"). Im Februar 1931 stellte die Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft dem Be - richterstatter die Mittel zum Bau eines solchen Gerätes zur Verfügung. Es war an eine photographische Registrie- rung der Änderung des Potentialgradienten in der durch- messenen Luftsäule gedacht, die mit Hilfe einer Fall - schirmabwurfmethode erhalten werden sollte,da solche Messungen wegen der hohen und inkontrollierbar schwan -

kenden Aufladung des laufenden Motors im Flugzeug nicht möglich sind. Neuerdings wäre hierfür ein zweisitziges Schleppsegelflugzeug das gegebene Forschungsmittel, wie ein solches z.B. bei der Rhön-Rossitten-Gesellschaft bereits entwickelt wurde.

Das Abgreifen des Feldes hatten zwei Radiothorsonden in festem Abstande (5-10m) zu besorgen. Und nun gab es zwei Wege, die so abgegriffene Potentialdifferenz zu registrieren: 1.) direkt durch Übertragung auf ein photographisch registrierendes Lutz-Edelmann-Saitenelektrometer und 2.) die Umwandlung der Potentialdifferenz durch eine besonders gebaute Doppelgitterröhre in den Ausschlag eines Milliampèremeters, ein Verfahren, wie es bekanntlich P. Idrac in seiner Arbeit über "Recherches sur le champ électrique de l'atmosphère aux grandes à Trappes" im Memorial de l' Office National Météoroloque de France. 1928, niedergelegt hat. Die erste an sich einfachste Methode mußte ausscheiden, weil beim Fallschirmabstieg unter Umständen ein Beschlagen der Optik beim Eintauchen des kalten Apparates in wärmere Luftschichten und damit ein Verlust der Registrierung nicht zu vermeiden gewesen wäre. Auch die Verwendung eines so empfindlichen Saitenelektrometers war zunächst nicht besonders einladend. Inzwischen aber hat Prof.C. W. Lutz ein registrierendes Gerät gebaut, das sich vermutlich doch sehr eignen dürfte. Einige Versuche damit sollten unbedingt genehmigt werden. (Siehe C.W.Lutz "Geräte zur Messung und Aufzeichnung des luftelektrischen Spannungsgefälles" in Gerlands Beiträge zur Geophysik Band 31, 1931). Der einzige Einwand gegen die an sich bestechende Methode mit der Doppelgitterröhre war der, ob die bei elektrostratischen Messungen nun einmal erforderlichen sehr hohen Isolationen überhaupt erzielt werden könnten, oder ob wenigstens bei nicht ganz so guter Isolation die erhaltenen Messungen verläßlich auf den richtigen Betrag reduziert werden könnten. Das Letz-

tere aber war bei dem Gerät, das schließlich bei Edel - mann, München gebaut wurde, tatsächlich der Fall.

Dieses Abwurfgerät soll nunmehr beschrieben wer - den, da es für Neubauten und weitere Versuche in dieser Richtung noch maßgebend sein kann, denn es war in allen Einzelheiten gut durchgebildet; Grundlegend war für das Gerät zunächst die Doppelgitterröhre, die nach den Angaben von Prof. H. Möller, Hamburg, bei Valvo kostenlos gebaut wurde. Diese Röhre hatte die für den besonderen Zweck gewünschte Charakteristik, fiel aber sehr groß aus und brauchte 1.6 Ampère bei 8 Volt Heizspannung. Im ganzen hatte die Doppelgitterröhre die folgende technische Kennzeichnung. Ihr Durchgriff betrug 5% und ihr Gitterisolationswiderstand wurde von der Größenordnung 10^9 Ohm gemessen, gegenüber der Forderung von 10^{10} bis 10^{11} Ohm für alle elektrostatischen Messungen; da nach der Barkhausenschen Formel für jede Elektronenröhre das Produkt aus Durchgriff mal sehr hohen innerem Wider - stand mal Steilheit gleich 1 ist, so bleibt also für die vorliegende Röhre die sehr geringe aber durchaus er - strebte Steilheit von nur 0.3 Milliampère für 1 Volt übrig. Die großen Abmessungen der Röhre und ihr hoher Stromverbrauch bedingten hinwiederum beträchtliche Ap - paratdimensionen und die Mitnahme großer Batterien, so daß sich schließlich ein Instrumentgewicht von alles in allem fast 20 kg ergab, das zum Abwurfe einen Personen- fallschirm erforderlich machte. Das war natürlich un - vorteilhaft und bei einem Neubau muß auf Grund einer ganz anderen Röhre unbedingt ein Gesamtgewicht von 2bis 3 kg erstrebt werden; denn nur ein handliches Gerät ist für den Dauergebrauch, auf den es ja ankommt, geeignet.

Im übrigen sah das Gerät, dessen Fertigstellung sich bis zum Juni 1932 hinzog und das ja leider gleich beim ersten Abwurfversuch am 18. Juli 1932 durch Abrei- ßen vom Fallschirm beim Entfaltungsstoße zu Verlust ging, folgendermaßen aus: In einem würfelförmigen Stahl-

rohrrahmen, der beim Auffallen des Instrumentes auf den Boden als Schutzgerüst dienen sollte und der gleich auf einem eingespannten Brett die Stromquellen zu tragen hatte, hing an 16 sehr starken Stahlspiralfedern ein lichtdichter Metallkasten mit leicht abnehmbaren Seitenwänden, in dem das eigentliche Instrument eingebaut war.

In dem Kasten befanden sich:

1.) eine besonders sorgfältig in Hartgummi und Filz gelagerte Doppelgitterröhre, die vollständig mit undurchsichtigem Samttuch umspannt war, weil die Röhre im Betriebe hell leuchtete. Die Klemmen zum Röhrensockel befanden sich, wie überhaupt auch alle anderen Anschlüsse, außerhalb des Kastens. Die Heizspannung betrug 8 Volt und der Heizstrom von 1.6 Ampère, der mindestens eine halbe Stunde (Abwurf aus 6000 m) konstant sein mußte, wurde von den Vartawerken mit eigens erprobten Glaswolleakkumulatoren mit Hartgummigefäßen geliefert. Es ergab sich nämlich, daß die unangenehmen Schwefelsäureakkumulatoren nicht zu umgehen waren, da mit Trockenelementen, etwa wie sie bei der Reichspost gebräuchlich sind, für die gleiche Stromleistung ein Batteriegewicht von rd. 9 kg hätte in Kauf genommen werden müssen. Die Anodenspannung von +40 Volt wurden einer gewöhnlichen Pertrix-Anodenbatterie entnommen. Die Akkumulatoren hatten auch noch das 4 Volt-Registrierlämpchen zu beschicken. Durch Bernstein isoliert befand sich am anderen Röhrenende die Verbindung des Außen- oder Steuergitters mit der einen Radiothorsonde, deren Referenzfläche über den Stahlrohrrahmen hinausragte. Der Isolator dieser Sonde war außerdem mit konzentrischen Metallhüllen umgeben, die mit einer mit Phosphorpentoxyd gefüllten Trockenröhre in Verbindung standen. Damit war die Isolation der Röhre und Steuersonde so verläßlich wie möglich erreicht.

2.) das Manometer, ein spitzengelagertes Drehspuleninstrument mit Messerzeiger, unempfindlich gegen Neigung, verläßlich in der Anzeige. Es wurde ein Meßbereich von 10 Milliampère genommen, da der zu steuernde Strom der eingeschalteten Röhre in Ausgangslage 6 Milliampère betrug.

3.) die photographische Registriereinrichtung nebst Uhrwerken, bestehend aus einer Registrierkassette, einem auskuppelbaren Antriebsuhrwerk, einer Beleuchtungseinrichtung, einem Zeitmarkieruhrwerk und Regulierwiderständen für das Beleuchtungslämpchen. Als Registrierkassette wurde die damals von Prof. Lutz und Ing. Edelmann entwickelte, besonders einfache Kassette genommen, die inzwischen Lutz in der schon zitierten Arbeit ausführlich beschrieben hat.

Wesentlich war damls die "optikfreie" Registrierung, die so erzielt wurde, daß das Lämpchen durch eine offene Strichblende hindurch den feinen Spalt der Kassette beleuchtete; dicht vor dem Spalt spielte die Messerschneide des Manometerzeigers, während unmittelbar hinter dem Spalt die lichtempfindliche Schicht eines normalisierten 60 mm breiten Bromsilberpapieres in einem dem Zweck entsprechenden Tempo vorbeigeführt wurde; bei diesem Abwurfgerät waren es 3 cm pro Minute.Das Einlegen des Bromsilberpapieres konnte wie bei einem Rollfilm bei Tage geschehen. Die Beleuchtungsstärke war durch Vorschaltwiderstände so eingerichtet, daß sich als Registrierung eine feine Manometerkurve auf grauem Hintergrund ergab. An einer Stelle war der Spalt überbrückt, sodaß auf jedem Streifen gleichzeitig eine weiße Basislinie erschien, die bei der Ausmessung der Registrierungen von Vorteil sein sollten. Das Zeitmarkieruhrwerk schloß alle Minuten einen Teil des Vorschaltwiderstandes kurz, so daß das Lämpchen einen Augenblick hell aufleuchtete, was auf der Registrierung feine schwarze

Querstriche über die ganze Papierbreite ergab, die aber natürlich die weiße Kurve nicht unterbrachen. Nachdem sich diese Anordnung gut bewährte, wurde sie ohne weiteres und mit Erfolg auch für das photographisch registrierende Widerstandsthermometer übernommen, das auf Antrieb und mit Mitteln der Zentralstelle für Flugsicherung zur Zeit in München entwickelt wird.

Nachdem das Gerät in allen Einzelheiten durchgebildet war, -- es waren alle Uhrwerke von außen zu bedienen, der Ablauf des Papieres konnte von außen eingeschaltet oder abgestellt werden usw, -- konnte an eine Voreichung gegangen werden. Dies geschah in der Weise, daß die Sonden entfernt wurden, und dafür die registrierten Ausschläge von bekannten Potentialen, die angelegt wurden, ausgemessen wurden. Für später waren Versuche bei Aufhängung des Gerätes im natürlichen Erdfeld vorgesehen. Ferner waren auch noch Modellversuche in einem künstlichen Feld geplant, um die Verfälschungen der Registrierungen durch den Fallschirm, die Instrumententeile usw. als Korrekturen zu ermitteln.

Zunächst sollte aber einmal ein Abwurfversuch nach dieser ersten Voreichung stattfinden, um überhaupt die Wirkungsweise des Gerätes im geplanten Gebrauch zu sehen. Wegen der Größe des Gerätes konnte es in der gewöhnlichen Wettermaschine nicht mitgenommen werden und die Verkehrsfliegerschule Schleißheim stellte daher freundlicherweise eine große Heinkel HD 45 b zur Verfügung, in die eine regelrechte Abwurfvorrichtung im Rumpf eingebaut wurde, in der Weise, daß das würfelförmige Stahlrohrgerüst des Gerätes in 4 Führungsschienen lief und durch 2 Eisenstäbe mit Handgriffen gehalten wurde. Die Anordnung war für viele Versuche gedacht.

Wohlvorbereitet für den Abwurf war das Gerät bereits eingebaut, als am Nachmittag des 18. Juli 1832 zum Höhenflug gestartet wurde. Der Registrierkasten war außerdem noch mit reichlichem Schwammgummi umhüllt und,

was noch sehr wesentlich war, es war dem Abwurfsgerät auch ein Meteorograph gewöhnlicher Art mitgegeben, damit außer der Kurve der Änderung des Potentialgradienten vor allem noch der Luftdruckverlauf mitregistriert werden konnte. Als die gewünschte Gipfelhöhe von etwa 5400 m erreicht war, wurden exerziermäßig folgende längst eingeübte Handlungen vorgenommen:

1.) Aufziehen der Uhren,
2.) Einschalten, also Anheizen der Röhre,
3.) Einschalten der Beleuchtung,
4.) Einschalten des Ablaufes der Registrierrolle.

Nach 5 Minuten ging es dann an den Abwurf. Es wurden mit einem Ruck die eisernen Haltebügel herausgezogen und hierauf fiel das Gerät genau in der geplanten Weise durch die Falluke hindurch, indem zuerst die Gerätesonde 10 m herausfiel, dann, durch die Schienen geleitet, das Abwurfgerät mit der herausragenden Steuersonde; hierauf kam der Fallschirm, dessen Entfaltung noch genau beobachtet werden konnte. Nachdem die Eisenbügel und die Fallschirmleine geborgen waren, war der bereits entfaltete Schirm schon wieder zusammengeklappt, weil durch den Entfaltungsstoß die Haltekette zerrissen wurde, an der das Gerät am Fallschirm befestigt war. In der Nähe von Feldmoching grub sich das Gerät völlig zerstört in den Boden. Gewissermaßen an einer Nebensächlichkeit ging das wertvolle Gerät zu Grunde. Die Verwendung von Ketten, und wenn sie noch so stark erscheinen, ist immer ein Fehler. Die Lehre daraus ist, daß für solche Versuche in künftigen Fällen nur erprobte eigentliche Fallschirmgurte genommen werden dürfen, wenn die Sache nicht überhaupt, wie schon vorgeschlagen, im doppelsitzigen Segelflugzeug ausgeführt werden soll.

Trotzdem das Gerät an sich vollkommen in Ordnung war und richtig arbeitete, empfiehlt es sich nicht, genau das gleiche Instrument wieder zu bauen. Vielmehr muß unter Beibehaltung des Meßprinzipes ein leichtes Ge-

rät mit kleiner Röhre, geringen Abmessungen und niedrigem Gesamtgewicht erstrebt werden. Die Idrac'schen Geräte zeichnen sich ja auch durch Kleinheit aus. Selbstverständlich hat die Frage der Bestimmung der Raumladungsschichtung durch den unglücklichen Ausgang des Versuches an Bedeutung nichts eingebüßt; nach wie vor gehören solche Messungen in das Arbeitsprogramm einer neuzeitlichen Wetterflugstelle, mit demselben Recht, wie die Entwicklung eines trägheitslosen elektrischen Meteorographen oder die Meßvorrichtung zur Bestimmung des Wolkenwassergehaltes oder die Ermittlung der Größen- und Raumverteilung der Wolkenelemente oder schließlich Kondensationskernzählungen.

Die Abbildungen 157 bis 162 zeigen das Abwurfgerät kurz vor seiner Fertigstellung, insbesondere ist Abbildung 157 eine Gesamtansicht. Man erkennt die Aufhängung des Registrierkastens mit Spiralfedern in einem würfelförmigen Stahlrohrrahmen, sieht den Ansatzstutzen rechts für die Steuersonde, und außerhalb des Kastens auf dem Bodenbrett die Akkumulatorenbatterie, zu der sich noch eine Anodenbatterie gesellte.
Abbildungen 158 und 159 lassen Einzelheiten der Registriervorrichtung erkennen, nachdem die Kastenwände abgeschraubt wurden. Insbesondere bemerkt man die Registrierkassette mit auskuppelbarem Antriebsuhrwerk, die Beleuchtungsanordnung, das Zeitmarkierwerk und vor allem die Lager für die Doppelgitterröhre. Die Röhre selbst ist in
Abbildung 160 wiedergegeben.
Abbildung 162 zeigt einen Ausschnitt aus der Eichkurve: jede Stufe entspricht einem ganz bestimmten angelegten Potential. Die schwarzen Querstriche sind automatische Zeitmarken im Abstand von je einer Minute.
Auf Abbildung 161 ist ein Schaltschema zu sehen; ferner sind die Ergebnisse Idracs eingetragen, die ein deutlicher Hinweis dafür sind, daß den von der Wettermaschine

erfaßbaren Luftschichten die Hauptbedeutung zukommt.

Nr.27: Dr.-Ing. Gerhard B a u m a n n
Bericht über das Wetter während des von Gronau-Weltfluges 1932 mit dem Dornier - Wal D 20 53 mit Abb. 163 - 166.

A. I. Atlantikflug auf der Nordroute.

1.) Flugabschnitt List - Seydisfjord (Island) 22. Juli 1932.

Die allgemeine Wetterlage ist aus Abbildung 163 ersichtlich. Das Azorenhoch ist kräftig entwickelt und für das Wetter auf dem Nordatlantik bestimmend. In den Tagen vor dem 22. Juli reichte die antizyklonale Strö - mung im Norden bis nach Grönland, Island und den Färöern, so daß längs der ganzen Nordroute Gegenwinde herrschten. Da geplant war, den Abschnitt List - Reykjavik ohne Zwischenlandung durchzuführen, war diese Wetterlage ungün - stig. Die Verhältnisse änderten sich vom 21. zum 22. Juli infolge Bildung eines Randtiefs südwestlich von Is - land. Das ergab Winde mit östlicher Komponente im Raum südlich von Island. Mehrere in Auffüllung begriffene Teilkerne über der Nordsee ließen in diesem Gebiete keine einheitliche Windströmung von nennenwerter Stärke erkennen. Bei fast windstillem Wetter erfolgte der Start um 10 M.G.Z. Es muß bemerkt werden, daß eine mehrtägige Wartezeit in List sich erübrigt hätte, wenn nicht der Flug List - Reykjavik ohne Zwischenlandung beabsichtigt gewesen wäre, denn mit Ausnahme stärkeren Gegenwindes war die Wetterlage in den Vortagen keineswegs ungünstig gewesen.

Die Entstehung des Islandtiefs brachte neben östlichen Winden bei Island schnelle Wetterverschlechte - rung, besonders an der West- und Südküste Islands. Dagegen war das Wetter über der Nordsee trotz kleinerer Störungsgebiete nicht schlecht. Es war durchweg wolkig und es herrschte gute Sicht, teilweise bis zu 50 km. Anfangs wurde Kurs auf die Shetlands genommen. Bis 57° N.Br.

wehte schwacher westlicher Wind, darauf folgte auf ungefähr 58° N.Br. eine Zone vollkommener Windstille,ein Konvergenzgebiet. Weiter nördlich drehte der Wind auf NE und behielt diese Richtung auf der folgenden Strecke dann bei. Im Konvergenzbereich wurden bedeckter Himmel und Schauertätigkeit festgestellt. Die Abbildung 164, in der die Lage der Konvergenzlinie angedeutet ist, liefert im Vergleich mit dem tatsächlichen Verlauf des Wetters den Beweis hinreichender Brauchbarkeit auch der allgemeinen Übersichtskarte. Nach Passieren der Shetlands gelangte die Maschine in den Bereich hohen Druckes, dessen Schwerpunkt nördlich von Island lag. Das Wetter war klar bei ganz schwachem ENE. Etwas westlich von den Färöern wurde der Kurs auf Seydisfjord - Ostisland abgesetzt, da der Betriebsstoff zum Umfliegen größerer Schlechtwetterge - biete, die von Reykjavik und den Westmännerinseln ge - meldet waren, nicht ausgereicht hätte. Von Regenschau - ern und lokalen Nebelbänken abgesehen, herrschte auf dem letzten Teil des Fluges nach Seydisfjord gutes Flugwetter. Wetterlagen mit Rückenwind auf dem Abschnitt List - Island ergeben im allgemeinen Küstenstau vor Ostisland. Als Landehafen auf Island muß daher in solchen Fällen Reykjavik gegenüber Seydisfjord der Vorzug gegeben werden. Das hat sich bei den früheren Amerikaflügen von Gronau's als zutreffend erwiesen. Nebel vor Ostisland sind eine Folge des kalten Ostislandstromes; sie ver - decken bei auflandigen Winden auch die Küste. Das Vor - handensein mehrerer Landehäfen, beispielsweise an West- und Ostküste, ist selbstverständlich vorteilhaft, da das Wetter an beiden Küsten durchweg entgegengesetzt ist.In der Flugmeteorologie besteht heute kein Zweifel mehr darüber, daß die Strömungsform der Luft für das Wetter entscheidend ist. Allein durch sie können Hoch- und Tiefdruckgebiete ihre charakteristischen Merkmale ver - lieren. Schlechtwettergebiete werden vielfach in Lee aufgelöst, während eine antizyklonale Luftbewegung beim

Auftreffen auf Hindernisse gefährliche Stauzonen erzeugen können. Außerdem hat die Vorgeschichte einer Luftmasse eine entscheidende Bedeutung. Auf dem Ozean spielen dabei Meeresströmungen eine Hauptrolle. Gerade bei den Fernberatungen der Gronauflüge hat sich immer wieder gezeigt, wie eng meteorologisch-geographische und ozeanographische Probleme miteinander verknüpft sind. Die ozeanographische Bedingtheit des Wetters kann wohl als das Charakteristikum der Nordroute bezeichnet werden. Ohne Berücksichtigung derselben entbehrt die Flugberatung ihrer wichtigsten Grundlage.

Vom Wal aus aufgenommene Photographien der Ostküste Island's in der Nähe von Seydisfjord zeigen eine tiefe Wolkendecke, die die Küstengebirge noch eben frei läßt. Trotz hohen Luftdruckes fehlte an der völligen Einnebelung der Bergspitzen sicher nicht viel. In der geschützten Bucht von Seydisfjord, das ziemlich weit im Innern derselben liegt, war die Bewölkung lockerer und lag auch höher.

2.) Flugabschnitt Seydisfjord - Reykjavik am 23.Juli 32.

Abbildung 164 zeigt die weitere Entwicklung des Wetters. Das Tief hat sich unter Vertiefung nach Südisland bewegt und beherrscht das Wetter der ganzen Insel, da der hohe Druck nordostwärts zurückgewichen ist. Mit Ausnahme der Westseite herrscht Küstenstau, an der Südküste besonders intensiv. Außerdem hat sich hier infolge Zusammenpressens der Luft eine sehr kräftige und wahrscheinlich auch stark böige Windströmung eingestellt. Eine ausgeprägte Böigkeitszone wurde auf den früheren Flügen schon bei verhältnismäßig geringen Windgeschwindigkeiten bei Portland, der bekannten Wetterscheide an der Südküste, regelmäßig festgestellt. Da schlechte Sicht und starke Böigkeit in Küstennähe gefahrvoll werden können, wurde der Flug über das Nordland angesetzt, das im Gegensatz zur Südküste über geschützte Häfen ver-

fügt. Beim Verlassen des Fjordes von Seydisfjord wurde zunächst Stau und sehr schlechte Sicht angetroffen. Die Windzunahme gegenüber dem Vortage hatte diese Verschlechterung bewirkt. Es zeigte sich, daß der Kern des Staugebietes der Ostküste vorgelagert war, denn während des Fluges auf dem nördlichen Kurse besserte sich die Sicht nach einiger Zeit. Die Gesetzmäßigkeit des Witterungsablaufes, insbesondere des lokalen Einflusses auf das Wetter tritt wieder deutlich hervor: Feuchtwarme Südostwinde (Vorderseitenströmung) werden nach Abkühlung über kaltem Meereswasser an der Küste gehoben; Nebel und Wolken gehen ineinander über. Die Häufigkeit ähnlicher Wetterlagen bedingt das Nebelmaximum im Raume Färöer-Island mit einem Kerngebiet über dem Ostislandstrom.

Im Nordwest-Land drehte der Wind auf Nord, es wurden Nebelbänke überflogen, deren Entstehungsursache der eiserfüllte Ostgrönlandstrom ist. Mit den nördlichen Winden trieben sie der Küste zu. Es war also sehr von Vorteil, daß der größte Teil der Nordküste noch im Bereiche südöstlicher bezw. östlicher Winde lag. Die Nordströmung über dem Nordwestland war noch zu schwach(Isafjord N 1), um eine vollkommene Vernebelung der NW - Halbinsel zustande zu bringen. Nur strichweise lagen niedrige Wolken mit Regen, so daß Reykjavik im direkten Fluge über Land erreicht werden konnte. Flüge an den Küsten Islands, vor allem die bisherigen 4 Grönlandflüge, haben in meterorologischer Hinsicht viel interessantes Beobachtungsmaterial zusammengetragen; interessant vor allem deswegen, weil sich in den meisten Fällen eine gute Übereinstimmung mit der aus der Wetterkarte abgeleiteten Prognose ergab. Der Grund dafür liegt in der Anwendungsmöglichkeit der elementaren Gesetze der Hindernisströmung.

3.) Flugabschnitt Reykjavik - Ivigtut am 24. Juli 1932.

Dieser Streckenabschnitt wurde bei günstigem Wet-

zurückgelegt. Abbildung 165 gibt ein Bild der Druckverteilung: Ein Hochdruckteil erstreckt sich von Scoresbysund in südwestlicher Richtung und hat Verbindung mit dem Azorenhoch. Die Achse des Hochdruckkeiles verläuft nahe der SE Küste Grönlands. Das Islandtief hat einen südöstlichen Kurs beibehalten, wie auch die Verlagerung der Druckgebilde über dem Nordatlantik eine schwach östliche ist. Es war damit zu rechnen, daß der nordostwärts gerichtete Ausläufer des Labradortiefs, beim Abflug noch über dem westlichen Teil der Davisstraße gelegen, ebenfalls ostwärts an Raum gewinnen und spätestens am folgenden Tage, dem 25. Juli, eine Verschlechterung an der Westküste Grönlands bringen würde. Über der Dänemarkstraße war das Wetter klar, größtenteils wolkenlos. Das angetroffene Wetter hatte eine gewisse Ähnlichkeit mit dem bei der ersten Atlantiküberquerung. Allerdings herrschte damals ausgesprochenes Rückseitenwetter,während dieses Mal der Einfluß des nachfolgenden Hochdruckkeiles sich bereits durchgesetzt hatte. In beiden Fällen aber standen nördliche bis nordöstliche Winde über der Dänemarkstraße. Winde nördlicher Komponente im Raume Island-Grönland entsprechen den mittleren Verhältnissen, da die Tiefdruckbahnen südlich vorüberziehen. Eine Besonderheit dieses Gebietes ist das starke Auffrischen der Winde. Grönland und Island als mächtige und hoch aufragende Inseln bilden große Hindernisse für die Luftströmung. Nördliche Winde werden durch die Enge der Dänemarkstraße förmlich hindurchgepreßt. Daher wird man bei Wetterlagen, wo nördliche Winde zu erwarten sind, mit lokal bedingter Windzunahme rechnen müssen. Eine solche Windstromschnelle wurde westlich von Island angetroffen, etwa 80 km von Reykjavik entfernt, außerhalb der Faxabucht. Sie hatte eine Breite von rund 300 km, in der Windstärke 6 herrschte. Derartige örtlich begrenzte Windzunahme ist eine häufig zu beobachtende Küstenerscheinung. Westlich dieses Gebietes flaute der

Wind wieder ab. Am Rande des Treibeisgürtels des Ostgrönlandstromes lag flacher Nebel. Darüber war die Sicht sehr gut, denn auf über 200 km Entfernung kam die Küste in Sicht. Absinkende Luftbewegung im Bereich des Hochdruckkeiles, wahrscheinlich durch Küsteneinfluß noch verstärkt, mögen die guten Sichtverhältnisse bedingt haben. In den Aufzeichnungen des Bordtagebuches findet sich die Bemerkung "klar". Bei Ikerniut auf 62,3° N Br. wurde die Ostküste erreicht, es liegt auf dem Schnittpunkt des größten Kreises Reykjavik - Ivigtut mit der Ostküste.

Ivigtut, an der Westküste, liegt wesentlich südlicher, auf 61,3° N.Br. Nach 1/2 stündigem Fluge von der Küste aus wurde das Inlandeis erreicht, das bis zu einer Höhe von 2200 m anstieg. Da an der Westküste Regenwolken auflagen, wurde aus Sicherheitsgründen auf dem Eise zunächst südlicher Kurs genommen, um an die Fjorde, die einen Abstieg zur Westküste ermöglichten, heranzukommen. Offenbar war also der über der Davisstraße gelegene Tiefdruckausläufer ostwärts vorgedrungen mit südwestlichen Winden, tiefen Wolken und Regenfällen an seiner Vorderseite. Der letzte Teil des Fluges war durch starke Schauer behindert. Der geschützte, von hohen Bergen umgebene Arsukfjord bei Ivigtut ist starker sommerlicher Erwärmung unterlegen und steht mit seiner verhältnismäßig hohen Sommertemperatur im großen Gegensatz zu den unmittelbaren Küstenplätzen gleicher Breite. Die Temperaturgegensätze innerhalb und außerhalb der Fjorde und die labile Schichtung im Fjordbecken von Ivigtut erklären wohl die Böigkeit, die der Landung Schwierigkeiten bereitete.

Das, was über die Bedeutung der Strömungsverhältnisse für das Wetter an den Küsten Islands schon erwähnt wurde, gilt in noch weiterem Maße für Grönland, dessen Küsten nicht nur höher sind, sondern auch unvergleichbar größere Dimensionen in der Längsausdehnung

aufweisen. Einen wichtigen Faktor des Wettergeschehens um Grönland stellt das Inlandeis dar. Darin finden die geographisch-meteorologischen Witterungszusammenhänge ihren besonderen Ausdruck. Diesen überlagern sich die ozeanographisch-meteorologischen und ergeben den außerordentlich komplizierten Wettermechanismus an Grönlands Küsten. Immerhin sind diese Vorgänge in qualitativer Hinsicht durchaus nichts Fremdes und Unerfaßliches, wie sich bei den bisherigen Beratungen wiederholt herausgestellt hat.

4.) Flugabschnitt Ivigtut - Cartwright, am 25. Juli 1932.

Auch auf diesem Abschnitte bieten die Küsten, die Labrador- und die Westgrönlandküste, prognostisch die größte Schwierigkeit. Die Wetterlage war für einen Flug ungünstig. Wie Abbildung 166 zeigt, lag ein Tief über der Hudsonstraße mit einem nordost- und südwestwärts gerichteten Ausläufer. Über der Davisstraße strömte atlantische Warmluft nordwärts. Diese mit Feuchtigkeit angereicherte Luftmasse (Vorderseitenströmung) erzeugte über den kalten Gewässern der Davisstraße ausgedehnte Nebelbänke. Die Strecken-Vorhersage ließ keine Zweifel darüber bestehen. Der Flug konnte trotzdem durchgeführt werden, da diese Strecke dem Führer von früheren Flügen her bekannt war, vor allem der Landehafen in Cartwright, das neuerdings mit einer FT-Station ausgerüstet war. Schon gleich beim Abflug war die Sicht sehr mäßig. Vor der Küste wehte SE-Wind; eine schwache östliche Höhenströmung mochte hier Stau- und Nebelbildung verhindert haben. Auf dem mittleren Streckenteil drehte der Wind auf S mit Windstärken zwischen 6 und 7. Damit zusammen fiel ein fast 200 km breites Nebelgebiet, das überflogen wurde. Mit Abnahme und Drehung des Windes auf SW wurde die Sicht wieder besser. Eine zweite Nebelbank über dem Labradorstrom reichte von etwa 300 km Abstand bis zur Küste. Es wurde mehrmals der Versuch gemacht, nach unten durchzu -

stoßen; der Nebel lag jedoch auf. Es wurde Cartwright im Zielfluge angesteuert. An der Küste selbst löste sich der Nebel auf, der Hafen von Cartwright war frei bei Windstille. Die sommerliche Tageserwärmung kann wegen des felsigen Untergrundes in Labrador hohe Werte annehmen und verhindert vielfach das Eindringen der Seenebel. Labrador ist bekanntlich ein Gebiet mit verhältnismäßig großen Temperaturschwankungen zwischen Tag und Nacht, Sommer und Winter (kontinentales Klima). Wetterlagen mit ablandigen Winden (W bis NW) lassen keine Küstennebel aufkommen und sind für Flüge auf dieser Strecke am vorteilhaftesten. Der zweite Amerikaflug wurde unter solchen Witterungsverhältnissen durchgeführt.

Die drei Atlantiküberquerungen von Gronaus haben als wichtigstes meteorologisches Ergebnis die Erkenntnis gebracht, daß beratungstechnisch alle Anforderungen erfüllt werden können.

Eine zum Zwecke der Flugsicherung verfügbare Bodenorganisation in Grönland und vor allem in Labrador muß nach den bisherigen Erfahrungen zum Ausbau der Nordroute gefordert werden.

A. II. Flug durch Nordamerika.

1.) Flugabschnitt Cartwright - Montreal am 26. Juli 32.

Für das Klima Labradors kennzeichnend sind die hohen Temperaturen im Sommer. Beim ersten Amerikafluge traten bereits Schwierigkeiten beim Start auf, da die Kühler des alten Wales für Nordseeverhältnisse und nicht für so hohe Temperaturen, wie sie in Labrador vorkommen, dimensioniert waren. Auch auf dem dritten Fluge war es in Cartwright sehr warm; der Wal kam bei Windstille mit 2800 Liter Brennstoff nicht aus dem Wasser (Start in List mit 3200 Liter mit Superwalhilfe). Es wurden 400 Liter abgelassen. Diese Angaben sind am besten geeignet, eine richtige Vorstellung von den Wit-

terungsverhältnissen in Labrador zu geben.

In der Umgebung von Cartwright war stellenweise Bodennebel -- ein flacher Hochdruckrücken über Südost - labrador hatte nächtliche Ausstrahlung begünstigt. Auf dem Fluge über den St. Lawrenz-Golf war das Wetter fast wolkenlos. Stärkere Bewölkung mit Schauern und Böen traten erst über dem engen Teil des Golfes auf, der erwärmte Kontinent wirkte hier wolken- und schauerbildend.

2.) Die weiteren Flugabschnitte bis Prince Rupert.

Es soll davon abgesehen werden, das Wetter der einzelnen Landetappen zu beschreiben. Für diesen Durch - querungsflug waren bestimmte Zeiten nicht festgesetzt, und da vor Ende August mit der Errichtung der Depots auf den Aleuten nicht zu rechnen war, wurden die Flugab - schnitte bis Prince Rupert auf etwa 20 Tage verteilt.Während dieser Zeit herrschte in den Vereinigten Staaten und Canada durchweg gutes Flugwetter, das nur von loka - len Störungen unterbrochen war. In dem Flugbericht werden verschiedentlich Gewitter angegeben; im übrigen findet sich bei fast allen Etappen der Vermerk: "Wetter klar".

Von besonderem Interesse dürfte die letzte Etappe, die Überquerung der Rocky Mountains,sein. Über Nordame - rika erstreckte sich in nordsüdlicher Richtung, auf etwa 102° Länge (westlich Greenwich), ein kontinentales Hochdruckgebiet. Zwischen diesem und den Rocky Mountains, auf ungefähr 117° westlicher Länge zog sich eine Tief - druckrinne ebenfalls von Norden nach Süden. Westlich der Rocky Mountains folgte wieder höherer Luftdruck.Der Flug von Lac la Biche (100° westl. Länge) nach Prince Rupert (130° westl. Länge) führte durch die Tiefdruckrinne hindurch, eine ausgeprägte Konvergenz mit 10° Temperatur - differenz und mehr war zu passieren. Der Wind drehte dabei um 180° von E über N auf W. Nach Zurücklegung einer 350 km langen Strecke wurde auf schwere Gewitter gestoßen,

der Wetterkarte nach eine mit der Konvergenzlinie zusammenfallende Gewitterfront. Das Überfliegen der Rocky Mountains bot keine besonderen Schwierigkeiten. In den Bergen war die Luft sehr ruhig. Die Flughöhe betrug 2500 m. An der Küste lag eine geschlossene Wolkendecke in 200 m Höhe, unter der es dunstig war. Die Landung in Prince Rupert erfolgte glatt.

B. Pazifik - Flug.

Die zweite große Etappe des Weltfluges, die Pazifikroute, ging von Prince Rupert aus und sollte den Inselketten der Aleuten und Kurilen folgen. Bevor auf die Witterungsverhältnisse eingegangen werden wird, sollen in großen Umrissen die allgemeinen meteorologischen Zusammenhänge, die dem Nordpazifik das Gepräge geben, skizziert werden.

Luftdruck. Die mittlere Luftdruckverteilung zeigt in den Monaten Januar und Februar, also im Winter, ein umfangreiches Tiefdruckgebiet über den Aleuten; das Roßbreitenhoch ist bis auf kleine Teilhochs im West- und Ostpazifik, die mit den kontinentalen Hochdruckgebieten Asiens und Nordamerikas in Verbindung stehen, vom Ozean verdrängt. In den Sommermonaten ist der Gradient wesentlich geringer, das Roßbreitenhoch hat seinen Schwerpunkt über dem Ozean und nördlicher als im Winter, die Bahn der Tiefdruckgebiete verläuft über Kamschatka und nördlich der Kurilen.

Winde. Die Zugstraße der Tiefdruckgebiete ist gleichzeitig die Mischungszone kalter und warmer Luftströmungen, das Gebiet schlechten Wetters. Dieses liegt im Winter direkt über den Aleuten, im Sommer nicht so ausgeprägt nördlich davon. Immerhin dringt auch während des Sommers häufig ozeanische Warmluft nordwärts über die Inselkette hinweg in den von hohen Gebirgsketten umgebenen Golf von Alaska vor. Jede im Bereich der Aleuten oder im Beringsmeer sich befindende Störung wird die

feuchte Warmluft gegen diese Gebirgskette, deren Fortsetzung nach Westen die Aleuten selbst sind, strömen lassen und auf breiter Front Stau und Nebel erzeugen.

Nebel. Die Nebel auf dem nördlichen Stillen Ozean weisen in ihrer regionalen und zeitlichen Ausdehnung große Ähnlichkeit mit der Verteilung der Atlantiknebel auf. Das Maximum der Nebelhäufigkeit fällt in den Sommer, in die Monate Juli, August und September mit im Mittel 50% Nebellagen im Monat. Der Kern des Nebelgebietes liegt auf der westlichen Hälfte und zieht sich, von den Kurilen ausgehend, unter gleichzeitiger Intensitätsabnahme in östlicher Richtung über den Nordpazifik hinweg. Die Aleuten sind mit 30 - 40% Nebeltagen im Monat mit einbegriffen. Im Vergleich zu den Nebelverhältnissen auf dem Atlantischen Ozean hat der sommerliche Seenebel des Pazifik erheblich größere Ausdehnungen; hinsichtlich der Intensität ist er den Neufundlandnebeln gleich zu stellen.

Meeresströmungen. Eine gründliche Erforschung der Stromverhältnisse des Bering-Meeres ist bisher noch nicht erfolgt, weil die verhältnismäßig spärliche Schiffahrt nur in den Sommermonaten ausgeübt wird und viel Nebel dann genaue Feststellungen der Strömungen erschwert. Im Winter ist das Meer durch Eis geschlossen, das mit fortschreitender Jahreszeit sich allmählich nach Norden zurückzieht und nach und nach das Bering-Meer und die Beringstraße der Schiffahrt freigibt. Die Tatsache, daß im Gegensatz zum Atlantischen Ozean kein Eis des nördlichen Eismeeres in den Stillen Ozean vordringt, beweist, daß kein dauernder Strom aus dem Eismeer in den Stillen Ozean vorhanden ist. Dagegen besteht wenigstens im Sommer eine beständige Strömung von dem Stillen Ozean durch die Beringstraße in das nördliche Eismeer. Im westlichen Teil des Nordpazifik herrscht ein kalter, von Norden nach Süden setzender Strom, der an der Küste Japans auf einen warmen nordostwärts gerichteten Strom trifft. Die-

ser Vorgang läßt sich vergleichen mit dem Zusammentreffen der Labradorströmung mit dem Golfstrom auf dem Atlanti - schen Ozean. Die Meeresströmungen und die Temperaturverteilung des Oberflächenwassers müssen auch auf dem Stillen Ozean für das Vorhandensein der Nebel auf dem Meere verantwortlich gemacht werden.

1.) Flugabschnitt Prince Rupert - Juneau, am 22. Au - gust 1932.

Über der Alaska-Halbinsel lag ein Tiefdruckgebiet, längs der kanadischen Küste und über der östlichen Hälfte des Alaskagolfes ein Hochdruckgebiet. Infolge dieser Druckverteilung herrschten an der Küste südöstliche Winde, das Wetter war klar und sichtig. Cordova, im west - lichen Alaskagolf gelegen, befand sich schon im Bereich der Stauzone (südliche Winde gegen die hohe Küste) und konnte nicht, wie geplant war, erreicht werden.

2.) Flugabschnitt Juneau - Cordova, am 23.August 32.

Dieser Flug war ein ausgesprochener Schlechtwet - terflug. Die ganze Strecke wurde bei starkem Regen, tiefen Wolken und schlechter Sicht zurückgelegt. Nur stellenweise war die Küste frei. Das Tiefdruckgebiet war lediglich ein wenig nordwärts gezogen; steife südliche bis südöstliche Winde standen im Golf von Alaska. Es konnte nur eine Flughöhe von 50 m eingehalten werden. Diese Wetterlagen mit südlichen Winden an der Vorder - seite eines Tiefdruckgebietes über Alaska oder dem Be - ring-Meer sind für Flüge in diesem Gebiete wohl die ungünstigsten. Feuchte ozeanische Luft strömt gegen die Steilküste, ein seitliches Umströmen oder Ausweichen ist nicht möglich. Da die Bucht im Osten, Norden und Westen von Steilhängen umgeben ist, muß sich hier bei Strömungen südlicher Richtung eine geradezu klassische Stauzone bilden: Einengung und Hebung der Stromlinien bedingen erhöhte Stauwirkung. Die beobachteten schlech-

ten Witterungsverhältnisse sind keine Seltenheit in diesem Gebiet.

3.) Flugabschnitt Cordova - Dutch - Harbour, am 25. August 1932.

Die Situation war wenig verändert; direkt auf dem Kurse, über der Alaska-Halbinsel, lag ein Tiefdruckgebiet, so daß noch Stau zu erwarten war. Tatsächlich lagen die Wolken auf dem größten Teil der Strecke auf, Staubregen und Nebel nahmen für lange Zeit jegliche Orientierung. Beim Passieren des Tiefdruckzentrums drehte der Wind von Ost 3 bis 6 über Süd auf West 5 bei starkem Regen und anhaltend schlechter Sicht. Westlich des Tiefdruckkernes an der Rückseite besserte sich die Sicht und ermöglichte die Durchführung dieses Fluges.

Die folgenden Etappen, die die eigentliche Pazifiküberquerung umfassen, sollen der Übersicht halber stichwortartig behandelt werden.

4.) Flugabschnitt Dutch-Harbour - Kanaga-Harbour, Aleuten, am 30. August 1932.

Anfangs Windstille, geschlossene Wolkendecke in 500 m Höhe. Allmählich aufkommender SW, später bis zu Stärke 4 bis 5 auffrischend, böig; auf mittlerer Strekke vorübergehend wolkenlos, bei Landung bedeckt in 300m Höhe.

5.) Flugabschnitt Canaga Island - Attu Island (Aleuten) am 31. August 1932.

Start bei Regen, 100 m Wolkenhöhe, 1 km Sicht und SW 1. Vor dem Hafen Nebel und lange Zeit Blindflug. Nebelobergrenze in 1000 m Höhe, darüber hohe Wolken. Für kurze Zeit nur Berggipfel einer Insel aus dem Nebel heraustauchend, luvseits in Wolken gehüllt, in Lee frei; beim Weiterflug wechselten Nebel, Regen, niedrige Wolken und hohe Wolken ununterbrochen, so daß immer wieder

Blindflug erforderlich wurde. Der letzte Teil des Fluges wurde im Zielfluge nach Funkpeilungen eines vor Attu liegenden Schiffes zurückgelegt. (Um 12 Uhr Datumwechsel: 1. September).

6.) Flugabschnitt Attu - Kakumabetsu (Kurilen) am 2. September 1932.

Morgens Windstille, Start bei schwachem Nordwind. Anfänglich gute Sicht und schwache wechselnde Winde. Nach 3 Stunden Flug Sichtverschlechterung, Wolkenbänke, Nebel- und strichweise Regen, so daß streckenweise Blindflug erforderlich. 300 km vor Landung aufklarend, Landung bei NW 3.

7.) Flugabschnitt Kakumabetsu - Nemuro (Kurilenflug) am 3. September 1932.

Es wurde sehr früh gestartet, da das Flugzeug im Hafen vor der wechselnden Dünung sehr ungeschützt lag. Kurz vor Start zog eine Nebelwand von See heran, während gleichzeitig von den Bergen Nebel herunterfloß. Die Temperatur war im Vergleich zu den Vortagen niedrig. Es wurde in den Nebel hinein gestartet. Der Nebel war flach. Höhere Erhebungen und Berggipfel sahen aus dem Bodennebel heraus, so daß die Orientierung einfach war. Nach 700 bis 800 km Flugstrecke wurde wieder eine Schlechtwetterzone angetroffen, so daß Kurskontrolle mit Hilfe des Peilers vorgenommen wurde. Bei 200 m Wolkenhöhe wurde vor dem Hafen von Nemuro gelandet.

8.) Flugabschnitt Nemuro -Kasumiga Ura (Tokio) am 4. September 1932.

Es herrschte frischer NE-Wind, anfangs gute Sicht bei niedriger Wolkenhöhe. Strichweise nahm die Sicht ab, sank aber nicht unter 2000 m.

Zusammenfassung:

Die für die einzelnen Etappen wiedergegebenen Ta-

gebuchnotizen lassen erkennen, daß ausgeprägte Störungen, wie Tiefdruckwirbel, nicht passiert wurden, wenn auch ein flaches Tiefdruckgebiet oder eine flache Tiefdruck - rinne zwischen Aläuten und Kurilen gelegen haben muß, denn der Wind drehte auf diesem Abschnitt von südlichen auf nördliche Richtungen. Sehr bezeichnend für das Wet - ter des Nordpazifik sind die ausgedehnten Nebel. Im allgemeinen sind es Nebel, die unabhängig von der Wetterlage auftreten, bei Schlechtwetter jedoch besonders hinderlich sind und mit tiefen Wolken zusammenwachsen. Die Inseln der Aläuten sind hoch und steil; die Nebel können, wie berichtet wurde, durch Hebung der Luftmassen große Höhen erreichen. In einem Falle wurde an den Aläuten ei - ne Nebelobergrenze in 1000 m Höhe angegeben. Anderer - seits lag die Nebelgrenze im Bereich nordöstlicher Winde an den Kurilen niedrig.

Der Nebel ist auf der ganzen Pazifikroute im Som - mer als etwas Primäres, infolge der Temperaturverhältnisse des Meereswassers Gegebenes aufzufassen und wird je nach Wind und Wetterlage lokalen Einflüssen unterworfen sein. Das, was an den Küsten Islands, Grönlands und La - bradors bezüglich der Nebellagen erwähnt wurde, spielt sich hier in noch viel größeren Ausmaßen ab. Qualitative Unterschiede bestehen nicht.

C. Japan - Java - Deutschland.

Das Wetter des letzten großen Flugabschnittes des Weltfluges wird nicht unter Anführung aller Einzelheiten, nach Etappen geordnet, geschildert werden, sondern es folgt zunächst eine kurze Übersicht der allgemeinen Luftdruck-, Wind- und Wetterverhältnisse im westlichen Stil - len Ozean und Indischen Ozean. An Hand dieser Darstel - lung werden besondere Witterungsbeobachtungen während des Fluges erläutert werden.

Für den Indischen Ozean und seine nähere Umgebung gilt Folgendes: Im nördlichen Winter liegt die äquatori -

ale Tiefdruckfurche auf ungefähr 10° südlicher Breite mit Zentren über Südostafrika und Nordaustralien. Den asiatischen Kontinent bedeckt ein mächtiges Hochdruckgebiet, das seinen Schwerpunkt in Ostasien, der Mongolei, hat. Der Gradient ist an der asiatischen Pazifik-Küste in dieser Jahreszeit am größten. In den japanischen und chinesischen Meeren weht NE-Monsun von erheblicher Stärke. Im Indischen Ozean ist der Gradient wesentlich geringer, der NE-Monsun infolgedessen nur schwach.

Im Nord-Sommer liegen die Verhältnisse ganz anders. Eine äquatoriale Tiefdruckrinne ist nicht vorhanden. Es besteht ein zunächst allmähliches Druckgefälle von dem südlichen Roßbreitenhoch auf 35° südlicher Breite über den Äquator hinweg nach Norden, um auf ungefähr 20° nördlicher Breite, im Indischen Ozean, größere Werte anzunehmen; denn ein umfangreiches Tiefdruckgebiet, das Aktionszentrum Innerasiens, ist anstelle des winterlichen Hochdruckgebietes entstanden, und somit liegt der Kern des sommerlichen Hochdruckgebietes jetzt über Vorderasien, also weiter im Westen. Zu dieser Jahreszeit liegt der stärkere Gradient über Indien. Der Südwestmonsun des Indischen Ozeans kann Sturmesstärke annehmen, während die südwestlichen und südlichen Winde im westlichen Pazifik nur schwach sind.

Der Nordost-Monsun ist also eine große, monatelang anhaltende Landbrise und ist wie diese gewöhnlich nicht sehr kräftig, nur in der China-See erreicht er beträchtliche Stärke, dort weht er aber, wenn auch nicht gerade als Seebrise, so doch vom offenen Ozean nach einem geschlossenen Meeresteile.

Der Südwest-Monsun ist eine große, monatelang wehende, kräftige Seebrise. In den Übergangszeiten herrschen häufig Windstillen, das sind die Monate des Monsunwechsels.

Der Nordost-Monsun dringt nur allmählich von den oberen nördlichen Enden der großen Meere hervor, während

der Südwest-Monsun an allen Küsten plötzlich hereinzu - brechen pflegt.

Für den Flug sowohl über dem chinesischen Meer,als auch später durch den Golf von Bengalen war es von gro - ßem Vorteil, daß er gerade in der Zeit des Monsunwech - sels stattfand.

In der (am Ende des Berichtes)beigefügten Tabelle ist die durchschnittliche Häufigkeit tropischer Orkane dargestellt.

Der Flug an der japanischen Küste bis Kagoshima bot nichts besonderes, es herrschten vorwiegend nördli - che Winde, über Land standen schwere Schauer. In Kagos - hima wurde ein ganzer Tag gewartet, da eine Störung auf dem Wege nach Shanghai lag. Nach Abzug der Störung konn- te diese Seestrecke am 23. September bei gutem Wetter zurückgelegt werden.

Das Südchinesische Meer besitzt, wie die Tabelle zeigt, im September seine größte Häufigkeit tropischer Orkane. Da gerade ein Taifun über Hongkong abgezogen war, konnte der Weiterflug programmäßig erfolgen. Es trat bis Manila kein Wirbelsturm mehr auf. In dem ganzen Gebiet bis Java herrschte die Regenzeit, jedoch bereite- te diese keine Schwierigkeiten, da außerhalb des Regens die Sicht meist gut war und an Land die Schauer im all - gemeinen erst am späten Nachmittag einsetzten. Aus die - sem Grunde wurden die Flugetappen in der Äquatorialzone möglichst in den Vormittagsstunden erledigt.

Auf dem Fluge nach Java war das Wetter mit Ausnah- me von Schauern, die vielfach von elektrischen Entladun- gen begleitet waren, günstig. Bei der Insel Celebes muß- te allerdings eine Gewitterfront passiert werden. Die Flüge von Java über Sumatra in den Indischen Ozean hin - ein fielen schon in den Anfang Oktober. Es herrschten meist schwache wechselnde Winde, die Zeit des kräftigen SW-Monsunes war vorüber. In der Höhe wurde NE-Wind ange- troffen, der NE-Monsun begann sich durchzusetzen. Die

Sicht war auf See meist recht gut, während über Land zahlreiche schwere Schauer entstanden. Der Golf von Bengalen hat im Oktober seine größte Sturmhäufigkeit. Diese Etappe fiel demnach in eine ungünstige Zeit. Während des Aufenthaltes in Rangoon kam es des nachts zu einem schweren Gewittersturm. Auch auf den Flügen an der Westküste des bengalischen Meerbusens herrschte rege Gewittertätigkeit. Einem Sturmtief, das vom Meere her in nordwestlicher Richtung sich der Küste Vorderindiens näherte, konnte noch ausgewichen werden. Die fortgeschrittene Jahreszeit zeigte sich in dem immer stärker durchgreifenden NE-Monsun in der Höhe, der ganz besonders im nördlichen Teile des Bengalischen Meerbusens in Erscheinung trat.

Nach der Tabelle besitzt das Arabische Meer ein zweites Maximum der Sturmhäufigkeit im November. Am 23. Oktober wurde in Colombo, wo noch der SW-Monsun wehte und erheblichen Seegang erzeugte, über Mangalore nach Bombay gestartet. Starke Gewitterstürme, die schon häufiger auftraten, verrieten die ungünstige Jahreszeit.

Das Wüstengebiet zwischen Persischem Golf und Mittelmeer wurde am 30. Oktober und 1. November in zwei Etappen (Basra-Bagdad und Bagdad-Limassol) überquert.

Nach verhältnismäßig gutem Wetter auf den letzten Etappen wurde das Wetter im Mittelmeer ungünstiger. Nach einem Kurzwellen Wetterbericht von Hamburg wurde die Lage eines Tiefdruckwirbels zwischen Rhodos und der kleinasiatischen Küste angegeben. Darauf wurde der Kurs südlich Rhodos gewählt (2. November 1932) und dann bei schwerstem Regen, starken atmosphärischen Störungen und stürmischen Winden anscheinend gerade die Mitte des Tiefdruckes durchflogen. Bei Kursänderung auf Nord besserte sich das Wetter wesentlich.

Gewisse Schwierigkeiten bot schließlich die Alpenüberquerung, da die Nordseite der Alpen in Stau lag und der Appenin "zu" war. Von Rom aus wurde zunächst bis Ge-

nua geflogen. Am 9. November 1932 lautete die Morgenmeldung aus München: "Rhonetal frei; Schweiz und Bodensee jedoch unter Nebel, Nordalpen frei. Pässe der Südalpen "zu". Po-Ebene Nebel. Besserung in Alpen wahrscheinlich." 11 Uhr-Meldung von München:

"Bodensee-Altenrhein aufklarend.
Alpenpässe frei".

Auf Grund dieser Meldung wurde der Start über die Alpen beschlossen. Die Landung im Altenrhein erfolgte nach 2 1/2 stündigem Fluge. Am folgenden Tage, dem 10. November, setzte der Wal nach Friedrichshafen über.

Die letzte Etappe des Weltfluges von Friedrichshafen nach List fiel auf den 23. November. Eine Regenfront mit starken westlichen Winden ging über Deutschland hinweg und erlitt über Mittel- und Süddeutschland erhebliche Verzögerung. Die Nordsee- und Norddeutschland lagen bereits im Rückseitenwetter mit klarer Sicht und stürmischen Westwinden, dagegen war der Flug im oberen Rheintal wegen tief liegender Wolken schwieriger.

Beim Start in Friedrichshafen herrschte Windstille, Glattwasser und 5 bis 10 km Sicht bei 1000 m Wolkenhöhe. Bei Mannheim war es sehr dunstig (Sicht 2 km), stellenweise noch neblig. In der Gegend von Koblenz lagen die Rheinufer teils in Wolken. Nach Norden besserte sich das Wetter rasch, über der Nordsee wehte West 6 bis 7 bei Seegang 5 bis 6 und einzelnen Schauern.

Sturmtabellen für den Indischen Ozean.

Sturmtabellen für den Indischen Ozean

Durchschnittliche Häufigkeit der tropischen Orkane.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Arabisches Meer	0.03	0.00	0.02	0.15	0.19	0.28	0.00	0.01	0.05	0.07	0.17	0.03
Golf von Bengalen	0.02	0.00	0.04	0.16	0.36	0.18	0.06	0.06	0.10	0.54	0.32	0.16
Südchinesisches Meer	0.3	0.1	0.1	0.4	1.1	1.9	3.4	3.4	4.0	2.9	2.3	1.1
Südl.Ind. Ozean	0.66	0.54	0.54	0.45	0.18	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.24	0.30
Westl.Stille Ozean	0.87	0.54	0.84	0.18	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.09	0.39

	Durchschn.Orkane im Jahr	berechnet aus:
Arabisches Meer	1	61 Orkanen
Golf von Bengalen	2	115 "
Südchinesisches Meer	21	468 "
Südl.Indisch.Ozean	3	328 "
Westl.Stiller Ozean	3	125 "

Beispiel: Im Januar kommen im Arabischen Meer in hundert Jahren etwa 3 Orkane vor.

Im Januar kommen im Südchines. Meer in zehn Jahren etwa 3 Orkane vor.

Nr.28: R. S ü r i n g und H. R u n g e
Die Wolkenentwicklung in Deutschland bei dem Abbruch der Hitzeperiode im August 1932; mit Abbildungen 167 bis 212.

1. Vorbemerkungen:

Während des Internationalen Polarjahres 1932/33 ist in mehreren Staaten auch ein verschärfter Wolkenbeobachtungsdienst eingerichtet worden. Die Unterkommission für die Physik der Wolken und die Organisation eines internationalen Wolkenjahres hat hierfür eine Reihe von Vorschlägen und Richtlinien, darunter auch das Schema eines Wolkentagebuches ausgearbeitet. Zur Führung eines solchen Tagebuches haben sich dank der Aufforderung der deutschen meteorologischen Zentralstellen, insbesondere des Reichsamtes für Flugsicherung, in Deutschland etwa 30 Stationen bereit erklärt, außerdem mehrere Kapitäne der Handelsmarine, welche von der Direktion der Deutschen Seewarte um Mitarbeit gebeten sind. Da es sich bei der Mehrzahl der beobachtenden Stellen um Flugwetterwarten handelt und der Flugwetterdienst an der baldigen Bearbeitung der Beobachtungsergebnisse besonders interessiert ist, hat die meteorologische Abteilung des Reichsamtes für Flugsicherung (Abteilungsleiter Regierungsrat Dr. Benkendorff) es ermöglicht, daß schon während des "Wolkenjahres" mit einer Bearbeitung des Beobachtungsmaterials begonnen werden konnte. Es sollen zunächst einige charakteristische Wetterlagen und Wetterumschläge während des internationalen Wolkenjahres auf die hinten aufgetretenen Wolkenverteilungen und Wolkenformen untersucht werden. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Feststellung des Tatsachenmaterials, um kritische Eingliederung dieser Ergebnisse in die jeweilige Wetterlage sowie um Hervorhebung und Deutung einiger für die Physik der Wolken wichtiger Ergebnisse. Von Schlußfolgerungen allgemeiner Art ist einstweilen abgesehen, jedoch dürften z.B. in der vorliegenden Abhandlung die Ermittelun-

über die Abgrenzung verschiedener Wolkengebiete, über rhythmische Aufeinanderfolge von Gebieten mit Acu-cast und Acu-lent, sowie über Beziehungen der Ci-Formen zur Art des Luftkörpers nicht nur für den Einzelfall von Bedeutung sein.-

Es zeigte sich bald, daß die Zahl der Stationen, welche ein Wolkentagebuch führen, für die synoptische Betrachtung manchmal doch noch zu klein ist. Es ist daher sehr willkommen, daß auch die sogenannten Obs-Telegramme des täglichen Wetterdienstes nach einer zehnteiligen Skala über die Art der tiefen, mittleren und hohen Wolken und über den Witterungscharakter mindestens 3 mal täglich berichten. Von den Küstenstationen liegen sogar sechs tägliche, von einigen Flugwetterwarten achtmal tägliche Meldungen vor. Die an das Reichsamt für Flugsicherung eingehenden und die im Wetterbericht der Deutschen Seewarte veröffentlichten Angaben wurden daher gleichfalls für die Eintragungen in unsere synoptischen Bewölkungskarten benutzt. Das Gesamtmaterial ist insofern ziemlich gleichartig, als sowohl die Stationen mit Wolkentagebuch als auch die Wetterdienststellen für ihre Aufzeichnungen die Bilder des kleinen internationalen Wolkenatlas benutzen, welche nach den Schlüsselziffern der Obs-Telegramme angeordnet sind.

2. Umfang des Materials.

Für die Bearbeitung wurden verwendet die Wolkentagebücher der Stationen: Berlin, Breslau, Brocken*), Dresden, Frankfurt/Main, Friedrichshafen, Fürth, Hamburg, Hannover, Hildesheim*), Kalmit, Köln, Königsberg, München, Nürburg, Schkeuditz, Schneekoppe*) Steinheid*), Stettin und Stuttgart. Diese Stationen

---

*)Die Beobachtungen der mit *) versehenen Stationen wurden freundlichst vom Pr.Meteorologischen Institut zur Verfügung gestellt.

sind in der Abbildung 167 durch + gekennzeichnet. Hinzu kommen die 6 Aufstiegsstellen Darmstadt, Friedrichshafen, Hamburg, Königsberg, Lindenberg und München (in der Abbildung durch o wiedergegeben). Ferner wurden noch einige Stationen, die mehr als 5 Beobachtungen täglich geben, aus den Wetterberichten der Seewarte und aus den Flugwetterobs-Telegrammen hinzugenommen. Diese Stationen, die durch □ gekennzeichnet sind, sind: Aachen, Bremen, Borkum, Danzig, Erfurt, Essen (bezw. Dortmund), Grünberg, Helgoland, Magdeburg, Nordhorn, Stolp und Wehnde.

Weiterhin kommen noch die Meldestellen des Flugwetterdienstes hinzu, deren Beobachtungen zum Teil von recht großem Wert sind, auch wenn man auf eine Spezialisierung besonders der mittleren und hohen Bewölkungsangaben verzichten muß. Diese melden nach dem neuen Kopenhagener Schlüssel (eingeführt seit dem 1. 3. 1930), der bezüglich der Wolkenmeldung drei Arten gibt, gegenüber dem früheren Schwedenschlüssel, der nur zwei Angaben über Wolkenarten enthielt. Der grundlegende Unterschied zwischen den Wolkenangaben in den Tagebüchern und der Verschlüsselung besteht darin, daß erstens der Schlüssel keine Angaben über Zugrichtung und Geschwindigkeit der Wolken enthält, zweitens beim Auftreten zweier verschiedener tiefer, mittlerer und hoher Bewölkungsarten nur eine im Schlüssel ausgedrückt werden kann (z.B. gleichzeitiges Vorhandensein von Ast und Acu-cast). Einige Beobachtungsstellen des Flugwetterdienstes beobachten nur nach dem verkürzten Schlüssel, der keine Angaben über hohe Wolken enthält. Doch sind auch diese verkürzten Obse zu verwerten, da bei den meisten noch im Klartext Angaben über etwa vorhandene hohe Bewölkung gemacht werden, deren Menge dann aus der Gesamtbedeckung sofort zu ersehen ist, wenn keine mittleren Wolken vorhanden sind.

Einschließlich des Flugwettermaterials sind in Deutsch-

land zu den 8-, 11- und 14-Uhr-Terminen mehr als 80 Beobachtungen vorhanden.

Im Mittel melden um	2	5	8	11	14	17	19	23 Uhr
	24	34	84	73	73	31	58	27 Stationen

Wird der 21. August (Sonntag), an dem bedeutend weniger Beobachtungsstellen ihre Meldungen abgeben, nicht berücksichtigt, so sind um

	2	5	8	11	14	17	19	23 Uhr
im Mittel	24	37	88	84	80	34	60	29 Stationsmeldungen vorhanden.

Für jeden dieser Termine in der Zeit vom 18. bis 22. August wurden die beobachteten Wolkenarten in den Abbildungen (Maßstab 1 : 5 Millionen) eingetragen und die Begrenzung der unteren, mittleren und hohen Bewölkung durch Schraffur wiedergegeben (die tiefe Bewölkung durch ///, die mittlere durch \\\ , die hohe durch $\equiv$). Nicht mit eingeschlossen in die Begrenzung der tiefen Wolken wurden Cu-hum und Cu-con, die als Konvektionswolken meist außerhalb von atmosphärischen Störungen angetroffen werden.

Um die veröffentlichten Abbildungen im Maßstab 1:8 Millionen nicht zu überlassen, wurde von einer Wiedergabe der Wolkensymbole abgesehen und nur die Verbreitung der einzelnen Wolkenfamilien durch Schraffur kenntlich gemacht. Wenn bei einzelnen Karten doch einige Symbole eingetragen sind, weil sie zur Anschauung unentbehrlich erscheinen, so sind sie nach den Angaben eingezeichnet, wie sie in dem Kopenhagener Schlüssel und in den "Richtlinien für die einheitliche Eintragung von Beobachtungen in Wetterkarten" (Deutscher Flugwetterdienst, Zentralstelle für Flugsicherung) angegeben sind. Ein Kreis bedeutet wolkenloser Himmel.

Von einer Veröffentlichung der Abbildungen für die 2-, 17- und 23-Uhr-Termine (außer der 17-Uhr-Karte vom 20. August) wurde abgesehen, damit der Umfang der Abbil-

dungen nicht zu groß würde.

3. Kurzer Überblick über die Wetterlage vom 18. bis 22. August 1932.

Im folgenden soll nur kurz auf die Wetterlage und auf die Ergebnisse der Aufstiege eingegangen werden, da bei der Diskussion der Ergebnisse der Wolkenbeobachtungen nähere Einzelheiten der Wetterlage und der Aerologie dargestellt werden müssen.

Vom 16. bis 18. 8. rückt ein Ausläufer des subtropischen Hochdruckgürtels langsam nach Osten vor und löst sich am 18. vom Hauptkern ab. Das nun selbständige Hoch bedeckt ganz Mitteleuropa. Gleichzeitig wandert zwischen dem 70. und 75. nördlichen Breitengrade ein Tiefdruckgebiet nach Osten; auf seiner Südseite dringen bis etwa 150 km landeinwärts feuchte Maritimluftmassen, die daselbst tiefe Bewölkung bringen, welche sich an den Nachmittagen wieder auflöst. Im Binnenlande, besonders in Süddeutschland, ist es heiter bis wolkenlos. Eine kräftige Kaltfront verläuft quer durch Schweden und biegt erst über der Nordsee nach Westen um. In der Kaltluft liegen die Temperaturen zwischen 10 und 12 Grad,während in Süd- und Mitteldeutschland früh um 8 Uhr 22 Grad beobachtet wurden. Am 19. hat sich der hohe Druck nur wenig nach NE verlagert. Die Kaltluftmassen haben Finnland erreicht, doch sind sie über der Nordsee und England nicht weiter vorgedrungen. Infolge Loslösung eines "Kaltluftschwalles" von der über der Nordsee liegenden Kaltfront, der anfangs in südöstlicher, später in östlicher Richtung abwandert, treten im Laufe des Nachmittages zuerst an der Westküste Dänemarks und bei Hamburg, dann in Mecklenburg und in den frühen Morgenstunden des 20. westlich Stolp und Danzig Gewitter auf. Auf diese interessante Erscheinung wird später näher eingegangen werden. Am 20. hat sich das Hoch unter leichter Verflachung nach Polen fortbewegt. Über Dänemark und über

dem Kanal haben sich beim Zusammentreffen der verschiedenen temperierten Luftmassen flache Teiltiefs ausgebildet. Im Binnenlande wird an vielen Orten an diesem Tage die Höchsttemperatur des Jahres erreicht. Am 21. früh liegt die erste Kaltluftstaffel, die auf der Südostseite eines zwischen Island und Schottland liegenden Hochs nach Süden vorstößt, an der Nordseeküste. Ein "Schwall" kälterer Luft dringt über Holland nach Westdeutschland vor und gibt dort schon in den Morgenstunden Anlaß zur Gewitterbildung. Im Laufe des Sonntages treten nördlich der deutschen Mittelgebirge schon vielfach heftige Gewitter auf. Am 22. zeigen die Talstationen früh gegenüber dem Vortage keinen erheblichen Temperaturrückgang, dagegen sind die mitteldeutschen Berge um 6 bis 8 Grad kälter geworden. Im Laufe des Tages dringt die kältere Luft unter Auslösung weiterer Gewitter in Deutschland ein. In Süd- und Südwestdeutschland tritt keine wesentliche Wetterverschlechterung ein, nur lückenhafte tiefere Bewölkung ist festzustellen. Die südlichsten Gewitter treten auf der Linie Nürnberg - Brünn auf. Nur früh um 8 Uhr wurden auch südwestlich von München leichte Gewitter beobachtet.

Die ergiebigsten Regenfälle fielen in der Nähe der Küste (Wilhelmshaven 26 mm, Bremen und Königsberg 20mm). Nach Süden trat eine rasche Abnahme der Regenintensität ein, in Fürth, Friedrichshafen und München fiel weniger als 1/10 mm.

4. Druckverteilung in der Höhe.

Die Achse des hohen Druckes, dessen Zentrum am 18. August am Boden am Mainflusse liegt, ist, der Temperaturverteilung entsprechend, nach Südwesten geneigt. Ab 1000 m wehen über Deutschland westnordwestliche Winde mit durchschnittlich 8 m/s die in Süddeutschland mit zunehmender Höhe auf NNW drehen. (Siehe Abbildungen 170 bis 173. Der 19. zeigt schon eine Loslösung des hohen

Druckes vom subtropischen Hochdruckgürtel, die bis 2000m zu erkennen ist. In Norddeutschland nehmen die Winde unter leichter Rechtsdrehung rasch zu, Hamburg meldet in 1000 m WSW 2 m/s, in 5000 m NW 30 m/s. In Süddeutschland werden in den ersten 1000 m schwache südöstliche, darüber bis 4000 m nördliche Winde beobachtet, die in 4000 m in München 14 m/s, in Friedrichshafen 16 m/s erreichen; in 5000 m werden nur noch 12 bezw- 7 m/s gemessen, (Abbildungen 172 bis 175). Am 20. liegt in 1000 m das Hochdruckzentrum über der Tschechoslowakei. Bis 4000 m verschiebt sich die Achse nach Westen, der Kern liegt wieder über dem Main. Am stärksten ist das südnördliche Druckgefälle, Hamburg und Bremen beobachten in 3-5000 m Westwinde bis 20 m/s, Aachen Süd 11 m/s und Friedrichshafen Südost 7-8 m/s (Abbildungen 176 bis 179). Bis zum 22. ist das Hoch nach Osten abgewandert, es besteht nun ein Druckgefälle von SE nach NW, so daß eine gleichmäßige SW-WSW-Strömung angetroffen wird. (Abbildungen 178bis 181).

Über die 24-stündigen Temperatur-, Druck- und Feuchteänderungen der einzelnen Aufstiege in den 500-, 1000- bis 5000 m Stufen vom 18. zum 19., vom 19. zum 20. und vom 20. zum 22. August gibt die am Schluß dieser Arbeit stehende Tabelle 1 (1a - 1e) Auskunft. In Lindenberg ist noch ein Vergleich vom 20. zum 21. und 21. zum 22. August möglich (Tabelle 1d - 1e). Vom 18. zum 19. August tritt in allen Aufstiegen keine wesentliche Temperaturänderung ein, vorherrschend ist in den mittleren Schichten eine leichte Erwärmung, in 500 m in Hamburg, Friedrichshafen und Darmstadt leichte Abkühlung. Vom 19. zum 20. herrscht überall starkes Abgleiten, besonders kräftig in Hamburg und Lindenberg, wo in 500 bis 1000 m eine Temperaturzunahme um 10 Grad und eine Feuchteabnahme bis zu 35% einsetzt. Ab 4000 m geht aber bei allen Stationen, die diese Höhe erreichten, die Temperatur um 1 bis 3Grad zurück. Den stärksten Temperaturgradienten weist Hamburg

auf, wo am Nachmittag des 19. August ein kurzes Gewitter mit starkem Regen niedergegangen war. Von 500 bis 5000 m nimmt hier die Temperatur um 39,3° (von 28.0° bis -11.3°) ab. Von 3000 bis 4900 m erfolgt die Abnahme längs der Trockenadiabaten. In den oberen Schichten setzt leichter Druckfall ein, der am Boden durch Erwärmung verstärkt wird. Am 21. (Sonntag) ist nur von Lindenberg ein Aufstieg vorhanden. Die Temperaturen steigen bis 3000 m noch etwas an, die Feuchte nimmt weiterhin ab, und der leichte Druckfall hält an. (Tabelle 1d - 1e). Am 22. setzt außer in Königsberg überall Abkühlung und Feuchtezunahme ein, die in den mittleren und unteren (nicht in den bodennahen) Schichten besonders kräftig ist.Die kältere Luft reicht in Hamburg bis 3800 m, in München bis 3000 m, in Darmstadt bis 2700 m und in Lindenberg bis 1900 m hinauf.

5. Die tiefe und mittlere Bewölkung der Wetterlage vom 18. bis 22. August 1932.

Auf der Nordseite des über Frankreich liegenden hohen Druckes können bei schwachen westlichen bis nordwestlichen Winden tiefere St- und Stcu-Wolken in das Festland eindringen. Im nordwestdeutschen Küstengebiet und seinen vorgelagerten Inseln war die Bewölkung besonders tief, vielfach bis 8 Uhr sogar aufliegend.Die südliche Begrenzung der tiefen Wolken verläuft stark wellenförmig, sie deckt sich genau mit den wellenförmigen Isobaren. Man kann beim Vergleichen der Wolkenkarten mit den Arbeitskarten des Flugwetterdienstes in denen die Isobaren von mb zu mb gezogen sind, (siehe Abbildung 168), feststellen, daß die Krümmung der Isobaren konvex gegen den hohen Druck mit Neigung zu tiefer Bewölkung, Krümmung der Isobaren konvex gegen den tiefen Druck mit Aufheiterung zusammenfällt. In der meteorologischen Zeitschrift machte schon Trabert*) 1903 darauf aufmerk -

*)W.Trabert:Abhängigkeit der Luftbewegung in vertikaler Richtung vom Verlauf d.Isobaren. Met.Zeitschrift 1903.

sam. Er beobachtete diese Erscheinung in Wien und Inns - bruck; sie veranlaßte ihn eine Theorie aufzustellen, die eine einfache Beziehung zwischen der Krümmung der Isobaren und der auf- und absteigenden Luftbewegung ergibt.Ob in diesem Falle tatsächlich die Bewölkung durch aufsteigende Luftbewegung, die ihrerseits durch die Krümmung der Isobaren bedingt sein soll, hervorgerufen wird, oder durch feuchte Maritimluft, die infolge der günstigen Druckverteilung landeinwärts fließen kann, läßt sich hier schwer entscheiden. (Abbildung 168:

Die norddeutschen Aufstiege Hamburg und Königsberg sind bis 1400 m schwach feuchtlabil. Kondensation tritt in Hamburg schon in 150 m ein, (Hochnebeldecke 250 m mächtig). Die Höhe der zweiten Kondensationsschicht (dünner ST) liegt in 1500 m, Königsberg beobachtet in 250 m eine 250 m mächtige Stcu-Bewölkung und über 3500 m erneute Feuchtezunahme, die zu lokaler Ast-Bildung Anlaß gibt.Im übrigen Deutschland ist keine tiefe Bewölkung vorhanden nur dünne St, die aus lokalen Strahlungsnebeln entstanden sind, kommen vereinzelt vor. Die mittelhohen Wolken treten nur in unzusammenhängenden Gebieten auf, Acu-tra überwiegt, nur in der Küstennähe und der Tschechoslovakei wird Ast beobachtet; die Menge beträgt nur selten mehr als 4/10. Die 11- und 14-Uhr-Karte zeigt, abgesehen von zunehmender Konvektionsbewölkung, keine Änderung der tiefen Wolken und leichte Auflösung der mittelhohen im Landinnern. Interessant ist die Erscheinung, die später noch deutlicher zutage tritt und erörtert werden wird, daß in bestimmten Abständen abwechselnd Acu-lent und Acu-cast (bezw.Acu-Cug, der ähnlich wie der cast für aufsteigende Luftbewegung charakteristisch ist) angetroffen werden. Auf etwa 400 km Abstand kommen zwei aufsteigende und zwei absteigende Bewegungen, Beispiel vom 18.8. 11 Uhr;in

Helder Acu-lent, in Borkumriff Acu-cast, in List und Cuxhaven Acu-lent, in Hamburg Acu-cug, desgleichen Wasserkuppe Acu-lent, Wehnde Acu-cast, Erfurt Acu-cug und Fichtelberg Acu-lent. Um 17 Uhr setzt eine Zunahme der mittelhohen Bewölkung an der Küste ein, die sich um 19 Uhr nach Südosten vorschiebt. Die tiefen Wolken lösen sich mehr und mehr auf. Bemerkenswert ist das schlauchförmige, von tiefen Wolken freie Gebiet, das sich von Lindenberg über Frankfurt/Oder und Deutsch-Krone bis Danzig erstreckt. Die völlige Aufheiterung im Lee des pommerschen Höhenrückens ist nur auf einen schwachen Föhneinfluß zurückzuführen und zeigt, daß die tiefe Bewölkung nur von geringer Mächtigkeit war.

Am 19. liegt ganz Mittel- und Süddeutschland im Zentrum des hohen Druckes, der von der 1027 mb-Isobare gebildet wird. Zu dem 5-Uhr-Termin erstrecken sich die tiefen Wolken diesmal weiter nach Süden, Nordwestdeutschland hat stellenweise wieder stärkeren Nebel. An der Ostseeküste ist nur hohe und mittelhohe Bewölkung vorhanden, Süddeutschland ist überwiegend wolkenlos. Um 8 Uhr lockert sich die tiefe Wolkendecke, das schlauchförmige von tiefen Wolken freie Gebiet im Lee des pommerschen Höhenrückens ist wieder vorhanden. Die mittelhohe Bewölkung zeigt stark veränderliche Formen, an der Nordseeküste melden 4 Stationen Acu-cast, der Hamburger Aufstieg hat ab 3300 m bis zum Gipfel (5400 m) fast adiabatischen Gradienten (Temperaturabnahme von 3300 m bis 5400 m um 20.3° bei einer mittleren Feuchte von 60%), dagegen wird in Lindenberg zwischen 3200 und 4500 m (Gipfel) nur ein sehr schwacher Gradient angetroffen, 5.8° Temperaturabnahme auf 1300 m (bei einer mittleren Feuchte von 70%). Östlich der Elbe werden Acu-lent beobachtet. Es handelt sich offenbar in Hamburg um einen schwachen Kaltlufteinbruch in der Höhe, der auch in den folgenden Tagen oberhalb 4000 m weitere Abkühlung bringt. Neben den schon erwähnten mittelhohen Wolken kommen noch Ast und Acu-tra

vor.

6. Ablösung eines "Kaltluftschwalles" von der über der Nordsee liegenden stationären Kaltfornt.

Die am 19. August über der Nordsee liegende Kalt - front zeigt die Tendenz, sich langsam nach SE fortzube - wegen. An der südnorwegischen Küste liegen die Tempera - turen zwischen 13 und 15 Grad, während über Norddeutschland bis 33 Grad beobachtet werden. Um 14 Uhr treten an der dänischen Westküste die ersten Gewitter auf, um 15 Uhr 45 werden in Hamburg, um 17 Uhr in Mecklenburg einige Leichtgewitter gemeldet. Es hat den Anschein, als ob sich an der Kaltfront ein "Schwall" kalter Luft ablöst und unter allmählicher Erwärmung beim Mischen mit den warmen Kontinentalluftmassen an Energie verliert. Mit großer Wahrscheinlichkeit sind die Gewitter, die am 20. um 5 Uhr östlich Stolp und um 8 Uhr in Danzig beobachtet werden, und die um 11 Uhr in Königsberg aufgetretenen Acu-cast-Formen auf einen derartigen "Kaltluftschwall" zurückzuführen. Um 19 Uhr ist er auf der Wolkenkarte(Abbildungen 190 und 191) auf der 3-stündigen Tendenzkarte sowie aus der Temperaturverteilung sehr deutlich zu erkennen. Mecklenburg, der westliche Teil von Pommern, im Norden Bornholm, im Süden Berlin melden Frst, Cunb, St und Stcu. Ein kleines Steiggebiet zwischen Stettin und Berlin, das mitten in einem größeren Fallgebiet liegt, die Temperaturen in Stettin und Mirow von 20° gegenüber 29° in Magdeburg und 28° in Stolp, sprechen für die oben gemachte Annahme. Da der tiefen Bewölkung eine hohe und mittelhohe (dichter Cist-Schleier und Acu-tra)vorauseilt, liegt die Vermutung nahe, daß die bodennahe Störung durch den in der Höhe nach Süden und Osten fortschreitenden schwachen Kaltlufteinbruch gesteuert wird. In Kö - nigsberg nimmt am 20. die Temperatur über 3200 m bis Gipfelhöhe um 2 bis 2,5° ab, die Feuchte um 40% zu. Von 3000 bis 6000 m werden im W und NW Acu mit massigen Aufquel -

lungen und Fallstreifen beobachtet. Während das Störungsgebiet am 19. August um 19 Uhr über Pommern liegt, herrscht im NE (Bornholm) und SW (Brocken) absteigende Luftbewegung, beide Stationen haben Acu-lent verzeichnet. An der Nordsee wird wieder Acu-cast und tiefe Bewölkung beobachtet. Es folgt aber kein weiterer Vorstoß kühlerer Maritimluft, und zur 23-Uhr-Beobachtung melden Borkumriff, Travemünde und Gardelegen Acu-lent.

In den Morgenstunden (2 Uhr) des 20.8. setzt in Nordwestdeutschland erneut eine aufsteigende Luftbewegung ein, mehrere Stationen melden Acu-cast (Köln, Emmerich, Borkumriff und Wehnde), um 5 Uhr aber nur noch Köln und Wehnde; Essen, Dortmund und Frankfurt/Main Acu-lent. Tiefe Bewölkung ist den ganzen Tag über nur in Küstennähe und auf dem Meere vorhanden. Bis 8 Uhr dringt die mittelhohe Bewölkung bis zu den deutschen Mittelgebirgen vor. Der Hamburger Aufstieg zeigt gegenüber dem Vortag eine weitere Abkühlung über 4000 m (in 4000 m -2.3°, in 5000 m -3.2°), auch Lindenberg zeigt in 4000 m eine leichte Abkühlung, während beide Aufstiege in den unteren Schichten eine Erwärmung um ca 10° verzeichnen. Der fast adiabatische Temperaturgradient bei einer Feuchte von 60%, in Gipfelhöhe 70%,läßt es nicht verwunderlich erscheinen, daß in Nord- und Mitteldeutschland 15 Stationen Acu-cast beobachten, nur in Essen und De Bilt treten Acu-lent auf. Um 11 Uhr haben sich die mittelhohen Wolken etwas gelockert,sie zeigen aber wieder deutlich das reihenförmige Auftreten von Acu-cast und lent. Acu-cast melden: Brüssel, Essen, Hannover, Brocken, Schkeuditz, Warnemünde und Königsberg; Acu-lent: Elbe-Feuerschiff, Kassel, Wehnde, Quedlinburg und Lindenberg. Um 14 Uhr hat sich die mittelhohe Bewölkung über Mitteldeutschland weiter aufgelöst, nur noch in Westdeutschland werden Acu-cast und Acu-lent gemeldet, in Küstennähe Ast, Acu-cast und Acu-tra. Um 19 Uhr schiebt sich von Westen der erneut

mittelhohe Bewölkung nach Deutschland vor, die in den Morgenstunden des 21. wieder das oben schon vielfach erwähnte reihenförmige Auftreten von Acu-cast und lent zeigt.

7. Das reihenförmige Auftreten von Acu-cast und Acu-lent.

Da diese Erscheinung in der Zeit vom 18. bis 21. August häufig mehr oder weniger gut ausgeprägt zu Tage tritt, kann es sich nicht um Zufallsbeobachtungen handeln. Am 21. zum 8-Uhr-Termin ist diese Erscheinung am deutlichsten ausgebildet. In Abbildung 169 sind die Stationen, die Acu-cast und lent beobachtet haben mit den Symbolen der betreffenden Bewölkung eingetragen. Hieraus ist ersichtlich, daß auf etwa 850 - 900 km Abstand drei absteigende und drei aufsteigende Luftbewegungen vorhanden sind, Calshot: Acu-lent; Calais, Le Bourget und Bern: cast; Zürich und Nancy: lent; Nürburg, Feldberg/Taunus, Frankfurt/Main, Wasserkuppe: cast; Nordhorn, Braunschweig, Magdeburg, Steinheid: lent; Hamburg und Hannover: cast. Man kann hier vielleicht von "Großwogen" in der Atmosphäre sprechen, die in fast geradlinigen Reihen senkrecht zur Windrichtung angeordnet sind. Offenbar sind diese Reihen nicht vergleichbar mit den Stcu-Banden, wie sie besonders an den Meeresküsten häufig zu beobachten sind. Diese beruhen auf einer Wechselwirkung zwischen Ausstrahlung und Konvektion, wie sie P.Raethjen im 2. Sonderband der Erfahrungsberichte in seiner Arbeit: Strömungsvorgänge und Wolkenformen erklärt. Zur Erklärung dieser "Großwogen" wäre vielleicht der Kaltlufteinbruch in der mittleren Troposphäre heranzuziehen. Die kälteren Luftmassen müßten sich in breiten Schwallen westostwärts fortbewegen, wobei es auf ihrer Vorderseite infolge des verstärkten Gradienten zu aufsteigender Bewegung kommt, die dann auf der Rückseite des Schwalles in eine absteigende Bewegung übergeht.

Augenscheinlich wirken sich diese auf- und absteigenden

genden Bewegungen, wenn auch in geringem Maße, auf die Druckänderungen am Erdboden aus, wie es auf den 3-stündigen Isallobarenkarten zu beobachten ist. Da aber noch keine zahlreichen Belege für die weiter unten ausgeführten Beobachtungen vorliegen, so sind diese nur mit gro - ßer Vorsicht aufzunehmen. Es wurde beobachtet, daß der Barograph "unruhig" aufzeichnet, z. B. die Kurven die Gestalt haben, die in der Tendenzcharakteristik unter 2, 4, 5 und 6 (also) angegeben sind, wenn über der betreffenden Station lent- oder cast-Formen ausgebildet sind. Sind die Tendenzgebilde stark ausgeprägt, so macht sich beim Vorüberziehen von cast eine Verstärkung des Druckfalles oder eine Abschwächung des Steigens, beim lent eine Abschwächung des Falles oder eine Verstärkung des Steigens bemerkbar. Entsprechend verhalten sich die Tendenzen zu dem 19-Uhr-Termin beim Vorüberzug von lent- und cast-Formen.

Am 21. dringt die Kaltfront bis Nordwestdeutsch - land vor, desgleichen strömt kühlere Maritimluft auf der Südseite des vor Irland liegenden flachen Tiefs nach Osten. Die Begrenzung der tiefen Wolken verläuft längs der deutschen Ost- und Nordseeküste, biegt über dem Rhein in sackähnlichen Ausläufern nach Süden um, verläuft wieder nordwärts bis Holland, um erneut nach Südwest umzubiegen. In ähnlichen Begrenzungslinien verläuft die mittelhohe Bewölkung. Am unteren Rhein und im Sauerland kommt es schon in den frühen Morgenstunden zu verbreiteten Gewittern. Um 11 Uhr löst sich die mittelhohe Bewölkung, die bis zur Elbe und bis Mittelbayern vorgedrungen war, bis auf einzelne unzusammenhängende Gebiete auf.

Der sackförmige Ausläufer der Begrenzung tiefer Wolken hat sich weiter nach SE vorgeschoben. In Mittel - deutschland gelangen hauptsächlich Cunb oder mächtig aufgetürmte Cu oder Cunb mit Stcu zur gleichen Zeit zur Beobachtung, während in Süddeutschland Stcu und Cu, der

den Stcu nicht durchdringt, auftreten. Dies ist auf die große Trockenheit zurückzuführen, die in Süddeutschland in allen Schichten angetroffen wird und darauf, daß dort die reine Kaltluft nicht eindringen kann. Diese wird auf großen Umwegen durch das über dem Kanal liegende Tief über Westengland und Frankreich nach Süddeutschland geführt, wobei sie sich besonders in den unteren Schichten stark erwärmen kann, so daß es nicht zur Ausbildung eines starken Gradienten kommt. Die Begrenzung der tiefen Wolken ist um 19 Uhr wieder stark ausgebuchtet. Süddeutschland ist frei von tiefer Bewölkung. Überwiegend ist der Cunb; nur an der Küste wird St und Stcu beobachtet. Mittelhohe Bewölkung ist in ganz Deutschland vorhanden, wieder ist das reihenförmige Auftreten von Acu-lent und Acu-cast deutlich ausgeprägt: Karlsruhe cast; Kahler Asten, Wasserkuppe, Fürth und Zugspitze lent, Hannover und Steinheid cast; Cuxhaven und Magdeburg lent. Die Gewitterstörungen sind ostwärts bis Hinterpommern vorgedrungen. Am 22. August liegt wieder ein sackförmiger Ausläufer der Begrenzungslinie tiefer Wolken über Süddeutschland. Zu diesem Termin gelangen auch hier stärkere Quellformen zur Beobachtung, jedoch tritt nur ein einzelnes Gewitter südwestlich von München auf, während aus Mitteldeutschland zahlreiche Gewitter gemeldet werden. Ein Einbrechen der Kaltluft ist aus der Temperaturverteilung am Erdboden nicht zu erkennen. Die Temperaturen liegen in ganz Deutschland zwischen 17 und 19 Grad. Eine wesentliche Änderung der tiefen Bewölkung tritt im Laufe des 22. August nicht ein, nur in Südbayern ist sie zeitweise verschwunden und auch in Mitteldeutschland tritt bisweilen eine örtliche Auflösung der tiefen Wolken ein. Auch mittelhohe Wolken sind in ganz Deutschland beobachtet worden. Die in SW- und W-Deutschland vorhandenen Acu-lent zeigen schon eine einsetzende Abtrocknung in den mittleren Höhen. Bis auf eine erneute leichte Zunahme zum 14-Uhr-Termin nimmt die mittelhohe

Bewölkung an Stärke und Ausdehnung rasch ab. Westlich der Weser treten verschiedentlich bis 19 Uhr noch Gewitter auf.

8. Die Cirrusbewölkung vom 18. bis 22. August.

Die Vorstellung, daß die in das stark überhitzte Mitteleuropa einbrechenden maritimen Luftmassen von einem einigermaßen gleichförmigen Ci-Schild umgeben sind, trifft nicht für diese Wetterlage zu. Am 18. August sind deutlich zwei Ci-Felder zu unterscheiden, welche nach dem Hauptgebiet ihres Auftretens das "Ostsee-Feld" und das "Mitteldeutsche-Feld" genannt werden mögen. Von dem ersten sind morgens in Nordost- und Ostdeutschland (Danzig, Königsberg, Oberschlesien) einige kurzlebige kleine Ci-Herde in einem sonst wolkenlosen Gebiet eingebettet; nachmittags dringt jedoch ein größeres Ci-Gebiet mit Zugrichtung aus NNW vor, das um 19 Uhr Südschweden, die ganze Ostsee und Norddeutschland südwärts bis ungefähr zum 54. Breitengrad umfaßt. Anscheinend kommt das Ci-Feld hier nachts zum Stillstand. Während die Ci vormittags nur aus ganz leichten -- anscheinend sich auflösenden -- Wolken bestanden (Ci-fil, Ci-neb, Cicu), überwiegen gegen Abend dichte Ci-fil und Cist. Unabhängig von diesem "Ostsee-Feld" dringt schon um 5 Uhr eine breite, von Köln-Münster bis München reichende Ci-Front vor. Ihre Entstehung hängt offenbar mit einem flachen Teilminimum über Nordfrankreich zusammen. Aber schon um 8 Uhr hat sich der südliche Flügel -- südlich von 50° nördl. Breite -- unter dem Einfluß des Hochdruckkerns in Süddeutschland wieder aufgelöst, während nördlich davon die Ci mit einer Geschwindigkeit von rund 10 m/s nach Osten vorrücken und um 19 Uhr an der oberen Oder angekommen sind. Aber auch dieser mitteldeutsche Flügel ist mehrfach eingeschnürt oder direkt unterbrochen und zerfällt am Nachmittag mehr und mehr. Besonders auffällig sind die Ci-Lücken um 11 Uhr zwischen Rhein und We-

ser und um 14 Uhr zwischen Rhein und der mittleren Elbe. Es muß betont werden, daß ein solcher Zerfall des Ci - Feldes nicht durch tiefer liegende Wolken oder Fehlen von Beobachtungen vorgetäuscht, sondern reell ist. Hierfür sprechen auch die Wolkenformen; es ist fast ausschließlich feiner Ci-fil, aber nicht Cist beobachtet.In den Randgebieten (Brocken 8 Uhr, Coburg 14 Uhr) treten krallenförmige Ci (Ci-unc) auf, die wahrscheinlich als Brandungsvorgänge zu deuten sind. Über Mitteldeutschland bleiben die Ci-Herde vielfach bis Mitternacht bestehen.

Am 19. August entwickeln sich anscheinend unabhängig von den Ci-Feldern des Vortages neue Ci über Deutschland. Sie sind schon um 8 Uhr als ziemlich schmaler, aber -- wegen teilweiser Verdeckung durch tiefere Wolken -- zu schmal erscheinender Streifen erkennbar, dessen Längsachse von SW nach NE (NW-Frankreich bis Bornholm) verläuft. Mittags tritt wiederum Zerfall in viele kleine Ci-Felder ein, aber nachmittags dringt von W und NW ein neues großes, zusammenhängendes Feld vor, das ganz Deutschland umfaßt mit Ausnahme der Gebiete östlich der Mosel, südlich der Lahn, des Thüringer Waldes und des Erzgebirges. Noch stärker als am Vortage sind an den Rändern Brandungs- und Abschmelzformen (Ci-unc, Ci-not und Cicu aus WSW bis SW) entwickelt. Am Nachmittag kommt es an der Niederelbe und in Mecklenburg sogar schon zu Gewittern und einem vorübergehenden Temperatursturz. Ein kleines Ci-Feld an der hinterpommerschen und ostpreußischen Küste mit Zug - richtung aus WNW scheint anderen Ursprunges als das mitteldeutsche Feld zu sein. Unter dem Einfluß des Hochdruckkerns blieb Süddeutschland während des ganzen Tages so gut wie wolkenlos (Ausnahme z.B. um 8 Uhr zwischen Main und Donau).-

Am 20. August sind die Bewölkungszustände über Deutschland sehr verschieden. Im Zusammenhange mit einer kleinen Teildepression, die sich im Laufe des Tages von Jütland nach dem Baltikum verlagert, treten an den deut -

schen Küsten staffelweise Ci-Felder auf: In den Morgen - stunden östlich der Oder Ci-not und verschiedene Gewit - ter, in den Nachmittagsstunden ist es fast im ganzen Küstengebiet wolkenlos. Von den ostfriesischen Inseln rückt ein neues Ci-Feld vor, das um 19 Uhr bis nach Mecklenburg gelangt ist. Über dem übrigen Nord- und Mitteldeutschland liegt während des ganzen Tages mit wenigen Ausnahmen ein geschlossenes Ci-Feld mit Zug aus SSW bis WSW. Untere Wolken mit vertikalen Aufbau treten hier nur ganz vereinzelt auf. Im westlichen Teil dieses Gebietes und in Süddeutschland wird an diesem Tage das Maximum der Hitzeperiode (35 - 37°) erreicht, während weiter östlich -- etwa vom 13° Ostlänge an -- das Temperatur - maximum erst am 21. August eintritt. Süddeutschland bleibt auch am 20. August meist wolkenfrei mit Ausnahme einer zungenförmigen Ausbuchtung des mitteldeutschen Ci-Feldes, die um 11 Uhr über Hessen, Baden, Franken und Schwaben erkennbar ist, bis gegen Abend ziemlich stati - onär bleibt und sich erst um 19 Uhr nach Osten ausge - dehnt hat (München 19 Uhr: Ci-fil aus W). Auch an diesem Tage finden sich hauptsächlich in den Randgebieten Ci - unc und Cicu. Nachts bleiben in Mitteldeutschland Cir - ren, während es in Norddeutschland aufklart.

Mit dem Einbruch der ersten größeren Kaltluftstaffel an der Nordseeküste am 21. August morgens schiebt sich auch ein umfangreiches Ci-Feld als Vorläufer einer noch umfangreicheren mittleren Wolkendecke nach E und SE vor. Die Ci reichen um 5 Uhr schon bis zur Oder (meist Cicu, also Auflösungsformen) und sind um 8 Uhr südlich bis zum Bodensee, östlich bis zur oberen Warthe vorgedrungen. Auffallend und im Einzelfall schwer er - klärlich, aber gut beglaubigt sind wolkenfreie Gebiete um 11 Uhr in Mecklenburg südlich bis zur Elbe und um 14 Uhr östlich der Oder. Anscheinend sind in Norddeutsch - land die einzelnen Kaltluftstaffeln durch wolkenfreie Zonen voneinander getrennt. Süddeutschland ist gegen

ganz in das Ci bedeckte Gebiet eingeschlossen. Nachmittags setzt dann ein neuer Vorstoß kalter Luft von NW her ein -- vielfach in Begleitung von Gewittern und Regenfällen -- aber im größten Teil von Deutschland verhindern mittlere Wolken die Ausschau nach Ci. Die Vorderfront des Ci-Schleiers liegt um 19 Uhr ungefähr auf der Linie Friedrichshafen-München-Gleiwitz-Warschau-Königsberg; die Ci ziehen aus SW bis W, eine nördliche Komponente kommt in der Zugrichtung nicht vor.

Am 22. August überwiegen in Deutschland mittlere und untere Wolken, so daß Ci meist nur in Wolkenlücken erkennbar ist. Es scheint aber, daß eine ziemlich gleichmäßige Ci-Decke über dem ganzen Gebiet gelegen hat. Um 2 Uhr ist noch ein größeres Ci-Gebiet an der mittleren Elbe und Oder erkennbar, kleinere Gebiete liegen um 11 Uhr über Hessen, Thüringen, Brandenburg und Ostpreußen. Die Hauptstaffel der Kaltluftmasse breitet sich nun über Deutschland aus und beendet damit die Hitzeperiode.

In der vorangegangenen Schilderung der Ci-Verteilung wurde hauptsächlich die Verschiebung der Ci-Felder von Termin zu Termin behandelt. Betrachtet man die Verteilung in ihrer Gesamtheit nach ihrer Beziehung zu Ort und Zeit, so fällt in dieser Witterungsepoche auf, daß bis zum 20. August einschließlich -- also zu der Zeit, wo der entscheidende Kälteeinbruch Deutschland noch nicht erreicht hatte -- die Ausdehnung der Ci-Felder um 14 Uhr stark eingeschrumpft ist, so daß man für manche Orte einen täglichen Gang mit einem Hauptminimum nachts und einem sekundären Minimum früh nachmittags erhält. Die Ausbildung des nächtlichen Minimums ist schon in den Abendstunden angedeutet und ist bei sogenannten Schönwetterlagen eine häufige Erscheinung, die vermutlich mit Strahlungsvorgängen zusammenhängt. Die Abnahme der Ci-Bewölkung um 14 Uhr tritt am deutlichsten über dem Flachland ein, während über hügeligem Gelände kleine Ci-Kerne mit zungenförmigen Ausläufern vorherrschen. Da der 14-

Uhr-Termin sehr reichlich mit Beobachtungen besetzt ist, ist die Abschwächung der Ci-Bildung reell. Da dann auch die Wolken mit vertikalem Aufbau am stärksten entwickelt sind, besteht vielleicht eine indirekte Beziehung zwischen diesen Wolkenformen. Die Ci- freien Gebiete sind in diesen Tagen meist auch frei von unteren Wolken.

Das Überwiegen von geradlinigen feinen Ci-Streifen deutet an, daß in größerer Entfernung vom Hochdruckkern die Ci-Strömungen ziemlich horizontal verlaufen und erst in den Randgebieten durch Brandungsvorgänge nach oben abgelenkt sind. Aus den wenigen Beobachtungen über Streichrichtungen der Ci in diesen Tagen läßt sich entnehmen, daß Streichrichtung und Zugrichtung nur einen sehr spitzen Winkel miteinander bildeten, und daß auch bei mehrfacher Schichtbildung die Streichrichtungen wenig voneinander abwichen. Hiernach ist zu vermuten, daß die Ci solche Luftmassen begrenzt haben, die sich hauptsächlich durch ihre Geschwindigkeit, weniger durch ihre Richtung unterschieden haben. Da es sich hier nur um Darstellung eines Einzelfalles handelt, sollen keine weiteren Schlüsse daraus gezogen werden.

9. Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit sind die Bewölkungsverhältnisse bei dem Abbruch der Hitzeperiode vom 18. bis 22. August 1932 untersucht.

Folgende Feststellungen sind besonders bemerkenswert:

1. Die Loslösung eines Kaltluftschwalles am 19. August von der über der Nordsee stationären Kaltfront. Dieser war aus der Temperaturverteilung, aus den 3-stündigen Isallobaren und aus den Bewölkungsverhältnissen klar ersichtlich und etwa 24 Stunden zu verfolgen. Es liegt die Vermutung nahe, daß dieser Kaltluftschwall durch einen Kaltlufteinbruch in der Höhe gesteuert wurde, da der tiefen Bewölkung eine hohe und mittelhohe vorauszog.

2. Im engen Zusammenhange mit dem Kaltlufteinbruch in der Höhe steht wahrscheinlich das mehrfache Auftreten von Acu-cast und Acu-lent, manchmal ist geradezu eine periodische Wiederholung dieser beiden Wolkenformen zu bemerken.
3. Das Ci-Feld ist vielfach nicht als gleichförmiges Schild ausgebildet, sondern häufig eingeschnürt oder durch wolkenlose Gebiete ganz unterbrochen. In den ersten Nachmittagsstunden ist verschiedentlich ein sekundäres Minimum der Ci-Häufigkeit vorhanden.
4. Als Ci-Form überwiegt in den ersten Tagen ein feiner Ci-fil, später bei Einbruch der großen Kaltfront Cist. An den Rändern der Ci-Felder ist der Brandungsvorgang am Hochdruckkern durch Ci-unc nachweisbar.
5. Das Hitzemaximum tritt in Süddeutschland fast überall bei wolkenlosem Himmel ein, dagegen in Mittel- und Norddeutschland einen Tag später unter einer dichten Cist-Decke.

T a b e l l e 1

Temperatur-, Druck- und Feuchteänderungen in den 500-, 1000-, 2000-, 3000-, 4000- und 5000 m Stufen der einzelnen Aufstiegsstellen vom 18. zum 19., vom 19. zum 20. und vom 20. zum 22. August 1932.

	500 m			1000 m			2000 m			3000 m			4000 m			5000 m		
18./19.8.32 1a)	t	p	F	t	p	F	t	p	F	t	p	F	t	p	F	t	p	F
Darmstadt	+1.5	0	- 4	+3.4	+1	-15	+1.1	+1	+11	+2.9	+2	+ 4	-2.1	+2	+15	-4.3	+1	+23
Friedrichshafen	-0.3	0	-23	+0.6	0	-10	+1.3	+2	-17	+2.3	+2	0		-			-	
Hamburg	-1.2	+3	- 4	-.10	+2	- 7	+0.6	+3	0	+0.8	+2	+ 8	+1.6	+2	+14	-1.2	+3	+12
Königsberg	-1.8	+1	-12	-3.1	0	- 5	-1.4	0	- 8	-0.5	0	-18	-0.4	+1	-14	-2.3	0	-12
Lindenberg	-0.1	+4	+ 4	-0.3	+2	+13	-0.8	+2	+ 6		-			-			-	
München	-0.3	0	- 9	-1.4	-2	-20	-1.0	0	-	-1.0	0	+ 4	-1.8	+1	+ 4	-1.0	+2	- 1
19./20.8.32 1b)																		
Darmstadt	+1.4	-6	-10	+1.6	-6	- 7	+3.2	-4	-17	-0.6	-4	- 9	-0.9	-3	-16	-0.8	-4	-24
Friedrichshafen	-0.1	-7	+16	+1.6	-6	+ 1	+1.6	-3	+15	-1.8	-4	+13		-			-	
Hamburg	+11.1	-8	-28	+9.9	-5	-35	+4.2	-3	-22	+1.4	-2	-15	-2.3	-2	- 3	-32.	-4	- 2
Königsberg	+1.9	-3	- 8	+6.8	-1	-24	+0.4	+1	+29	-0.2	0	+18	-3.0	0	+ 3	-1.3	-1	+41
Lindenberg	+9.2	-6	-29	+8.2	-3	-26	+3.5	-1	-13	+3.3	-1	-23	-0.6	0	+ 3		-	
München	-1.4	-8	+ 8	+2.7	-4	+ 4	+7.6	-2	-14	+1.6	-2	+ 3	-2.2	-1	+12	-1.9	-3	+14
Darmstadt	-6.0	-1	+30	-7.2	-1	+38	-9.5	-4	+37	-5.4	-6	+27	-3.0	-7	+17	-0.4	-6	+ 4
Friedrichshafen	+1.4	-3	-15	-5.0	-1	+24	-4.5	-4	+50		-			-			-	
Hamburg	-9.4	0	+18	-8.3	-3	+11	-9.0	-7	+57	-8.3	-8	+50	-3.4	-9	+26		-	
Königsberg	+0.4	-5	+16	+2.8	-6	+ 5	+1.6	-4	- 2	+0.4	-1	+20	0.0	-3	+19	+3.1	-2	+16
Lindenberg	-6.9	-4	+ 9	-4.4	-5	+ 2	-1.3	-5	+ 6		-			-			-	
München	-0.5	+1	+12	-4.7	0	+ 4	-6.6	-3	+16	-4.4	-2	+50	-1.1	-7	+34	-1.7	-3	+42
20./21.8.32 1d)																		
Lindenberg	+0.5	-5	-12	+1.6	-5	-15	+1.9	-4	-15	+0.9	-2	- 7	0.0	-3	-11		-	
21./22.8.32 1e)																		
Lindenberg	-7.4	+1	+21	-6.0	0	+17	-3.2	-2	+21		-			-			-	

Nr.29: Dr.K. K e i l
Flugwetterdienst in Ostafrika.
(Nach einem Bericht des Direktors A. Walter vom Ostafrikanischen Meteorologischen Dienst.)

Nr.30: H. S t e i n h ä u s e r
Sauerland und Westerland bei NW-Wetterlagen.

Der mitteldeutsche Gebirgsrand stellt eine markante Wetterscheide dar, auf deren Bedeutung mehrfach hingewiesen wurde. So führt Georgii 1)* eine in Windkarten von Hellmanns Klimaatlas etwa längs der Linie Essen-Hannover-Berlin-Breslau mehrfach hervortretende Konvergenzlinie auf die Stauung von NW-Strömung an dem mitteldeutschen Gebirgsrande zurück, und Baumann hat in einer Monographie 2) diese Strömungsverhältnisse für den gesamten mitteldeutschen Gebirgsrand vom Sauerland bis zum Erzgebirge untersucht. Die vorliegende Untersuchung behandelt speziell die Wetterverhältnisse des zwischen Lippe, Rhein und Lahn gelegenen Gebietes bei NW-Wetterlagen.

Dieses Gebirgsland steigt, als Ganzes betrachtet, vom norddeutschen Flachland teilweise in breiter Front nach Süden zu an und zeigt daher besonders bei NW-Wetterlagen charakteristische Stauerscheinungen. Geographisch gehört das Gebiet vorwiegend dem Sauerland, d.h. dem südlichen Teil der Provinz Westfalen, zwischen Sieg, Möhne und Ruhr, und dem Westerwald an. Das Sauerland wird von einzelnen zusammenhängenden Gebirgskomplexen durchzogen, die sich unter dem Gesamtnamen Sauerländisches Gebirge durch einzelne stark hervortretende Rücken, ausgedehnte Plateaus, tief eingeschnittene, vielfach gewundene Täler und reiche Bewaldung auszeichnen. Die bedeutendsten Höhen liegen im Osten, wo das nach Westen steil abfallende

---

*) Die Zahlen verweisen auf das Literaturverzeichnis am Schluß der Arbeit.

Rothaargebirge im Jagdberge 674, im Epschloh 691 und im Härdler 756 m und das nördlich davon sich ausdehnende Winterberger Plateau im Astenberg (Kahler Asten) 841 m, im Hunau 823 m erreicht. Nach Westen treten am meisten hervor das Lennegebirge zwischen Ruhr und Lenne, westlich vom Winterberger Plateau, im Homert, 660 m hoch, und das Ebbegebirge, westlich der Lenne, das in der Nordhelle 666 m erreicht. Nach Südsüdwesten geht das Sauerländische Gebirge über die Kalte Eiche (574 m), die Wasserscheide zwischen Sieg und Lahn, in den hohen Westerwald über, der im Fuchskauten 657 m und im Salzburger Kopf 654 m erreicht, dessen Höhen aber zum Teil gegen primären Stau durch vorgelagerte Gebirgshöhen schon abgeschirmt sind. Zwischen Lippe und Ruhr liegt noch ein niedriger, waldarmer Rücken, Haar oder Haarstrang genannt, der hier die Abgrenzung des Gebirges zum Flachland (Münsterländische Bucht) bildet.

Seilkopf hat in seinen "meteorologischen Fluger - fahrungen im nordwestlichen Deutschland" 3) darauf hingewiesen, welch starken Einfluß relativ niedrige Bodenerhebungen, Waldgebiete und Flußtäler des norddeutschen Flachlandes auf die Witterungsverhältnisse ausüben; der mitteldeutsche Gebirgsrand wirkt sich geradezu als Wetterscheide aus. Depressionen oder deren Randstörungen, welche Norddeutschland durchziehen, finden an dem mitteldeutschen Gebirgsrand häufig eine südliche Einfluß - grenze, NW-Wetterlagen mit polaren, polarmaritimen oder maritimen Luftmassen treten je nach ihrem Charakter(vertikaler Temperaturgradient, Feuchtigkeit, Kerngehalt) entweder als ausgesprochene Staulagen in Wirksamkeit, wobei sie häufig die Gebirge mit tiefer Staubewölkung verhängen, oder führen in anderen Fällen als Rücksei - tenwetterlagen mit Schauern zu stark wechselnden Sicht- und Bewölkungsverhältnissen. Bei hartnäckigen Staulagen der kälteren Jahreszeit kann der Luftverkehr 4) oft tagelang behindert werden.

Die Luftmassen können durch das Gelände (Annahme einer Potentialströmung) um 500 - 700 m gehoben werden bei einer mittleren Steigung des Gebirges von etwa 1:100. Die Hubhöhe von Luftmassen kann aber vergrößert werden durch Turbulenz oder durch Reibungsaufwind (besonders am Gebirgsrand) 5), ferner können durch die erzwungene Hebung am Gebirge Luftmassen, besonders wenn dabei Kondensationsvorgänge eingeleitet werden, instabil werden und unter geeigneten Bedingungen 6) bis zu großen Höhen gehoben werden. Auf diese Art ist in vielen Fällen starker Aufwind noch in 1000 bis 2000 m Höhe über relativ niederen Bodenerhebungen 7) zu erklären: Der Hangaufwind, eventuell unter Mitwirkung von thermischem Aufwind, liefert die Energie zur Auslösung der feuchtlabilen Verlagerung. Auch bei den NW-Wetterlagen haben wir mit diesen Vorgängen, besonders bei Einbrüchen von Polarluft, zu rechnen, zumal, wenn sich bei Vorhandensein großer Temperaturgradienten starke Sperrschichten (Berginversionen u.a.) nicht ausbilden können.

Die Witterung des nordwestlichen Gebirgsrandes wird bei NW-Wetterlagen noch durch den Umstand verschlechtert, daß Niederschlagsgebiete durch das Gebirge aufgehalten und zum Teil verstärkt werden, sodaß außer einer luvseitigen Steigerung der Niederschlagsintensität eine Verlängerung der Niederschlagsdauer und damit eine verstärkte Durchfeuchtung der Luftmassen verursacht wird. Die Bildung von tiefen Wolken, Nebel und Dunst wird (besonders im Gebirgsvorland) bei NW-Wetterlagen begünstigt durch Anreicherung der Luft mit den Verbrennungsprodukten des rheinisch-westfälischen Industriegebietes, dessen Hauptanlagen sich vom Rhein bis östlich Dortmund erstrecken, dessen Einfluß sich aber bei schwächerer vertikaler Durchmischung bis weit in das Gebirge hinein geltend macht. Diese Substanzen wirken bei hoher relativer Feuchtigkeit zum Teil als Kondensationskerne, drücken aber auch als "Trockener Dunst"

besonders in der Blickrichtung gegen die Sonne hin, die Sicht stark herab.

Die vorliegende Arbeit behandelt die Witterungs - verhältnisse, insbesondere Sicht, Wolkenhöhe, Bedeckungs- grad an tiefer und Gesamtbewölkung, Niederschläge und vertikalen Temperaturgradienten im Sauerland und Westerwald bei nordwestlichen Strömungen an Hand des Materi - als der Jahre 1928 bis 1931. Die Wetterlagen wurden in 4 Gruppen unterteilt:

NW-Strömung entsprechend einem Gradientwind von unter und über 20 km/st mit einer mittleren relativen Feuch - tigkeit der orographisch unbeeinflußten Luftmassen bis 1000 m Höhe unter und über 75 Prozent. Die Mittlere relative Feuchtigkeit der ungehobenen Luftmassen erwies sich als günstigstes Maß der Durchfeuchtung der aktiven Luftkörper, wenigstens für eine Zweiteilung der Feuch - tigkeitsbereiche. Um das Material nicht zu schwächen, mußte von einer jahreszeitlichen Unterteilung abgese - hen werden. Die Werte der mittleren relativen Feuchtigkeit wurden vornehmlich den Aufstiegen von Soesterberg und de Kooj entnommen, deren Ergebnisse bis Ende 1931 von dem königl.niederl. meteorologischen Institut zur Verfügung gestellt wurden, wofür auch an dieser Stelle bestens gedankt sei. Die Wetterlagen wurden nach den Bezirkswetterkarten des Flugwetterdienstes ausgesucht,und die Beobachtungen der einzelnen Stationen diesen√sowie den zu Flügen ausgestellten Wetterzetteln entnommen.Die Lage der einzelnen Beobachtungsorte ist in der diesbe - züglichen Literatur 8) beschrieben.

1. Sichtverhältnisse bei NW-Wetterlagen.

Zur Untersuchung der Sichtverhältnisse bei NW-Wetterlagen wurde die Häufigkeit der einzelnen durch die Verschlüsselung der Beobachtungen gegebenen Sichtstufen ausgezählt und der prozentuale Anteil dieser Stufen an den Gesamtbeobachtungen berechnet. In Tabelle I sind die prozentualen Häufigkeitswerte dreier Sichtgruppen ange-

√Karten

geben, deren jede mehrere Sichtstufen zusammenfaßt, entsprechend den Schlüsselzahlen 0 bis 4 (schlechte Sicht), 5 und 6 (mittlere Sichtweiten) und 7 bis 9 (gute Sicht). Die Beobachtungen sind für die vier Unterabteilungen von Windstärke und mittlerer relativer Feuchtigkeit gesondert ausgezählt.

Tabelle I.

Prozentuale Häufigkeit der drei Sichtgruppen bei NW - Wetterlagen.

Beobacht.-Station	Meereshöhe m	NW ≧ 20 km/st, $r.F_m$ ≧ 75 %			Anz.d. Beob.	NW ≧ 20 km/st, $r.F_m$ < 75 %			Anz.d. Beob.
		V = 0-4	5-6	7-9		V = 0-4	5-6	7-9	
Köln	48	16	38	46	147	5	17	78	110
Dortmund	70	29	50	21	130	10	37	53	108
Essen	125	32	46	22	134	14	32	54	103
Asbach	260	25	45	30	109	8	43	49	78
Lüdenscheid	454	53	40	7	126	19	64	17	96
Kahler Asten	842	67	5	28	134	17	5	78	105
Beobacht.-Station	Meereshöhe m	NW < 20 km/st, $r.F_m$ ≧ 75 %			Anz.d. Beob.	NW < 20 km/st, $r.F_m$ < 75 %			Anz.d. Beob.
		V = 0-4	5-6	7-9		V = 0-4	5-6	7-9	
Köln	48	35	35	30	60	3	18	79	48
Dortmund	70	27	46	27	55	10	27	63	52
Essen	125	38	55	7	56	10	36	54	45
Asbach	260	34	36	30	50	4	14	82	42
Lüdenscheid	454	46	45	9	55	21	39	40	40
Kahler Asten	842	41	12	47	54	14	6	80	45

Bei geringerer relativer Feuchtigkeit weisen alle Stationen ausser Lüdenscheid in nahezu 50 Prozent oder mehr der Fälle gute Sicht auf, in Lüdenscheid tritt bei geringerer Feuchtigkeit mit schwacher Strömung ebenso oft mittlere Sicht auf wie gute Sicht, mit starker Strömung überwiegen die mittleren Sichtweiten die anderen Gruppen an Häufigkeit.

Als Ergebnis der Zerlegung der Sichthäufigkeit nach einzelnen Stufen, deren Einzelwerte hier nicht gebracht werden, sei erwähnt, daß bei hoher mittlerer Feuchtigkeit vorwiegend bei den höher gelegenen Stationen zwei Maxima von Sichthäufigkeiten auftreten, eines unter den geringen Sichtweiten, das andere unter den mittleren Sichtweiten oder den Stufen der guten Sicht, während bei geringerer Feuchtigkeit nur der Kahler Asten ein zweites schwaches relatives Maximum bei Sichtweiten unter 100 m aufweist. Bei geringerer Feuchtigkeit kommen auch in den niederen Höhenlagen Sichtweiten über 20 km häufig vor, worin sich die Einbrüche polarer Luftkörper von geringer relativer Feuchtigkeit und großer Reinheit zu erkennen geben.

Krügler 9) hat für einige der hier angeführten Stationen die gleiche Gruppeneinteilung der Sichthäufigkeit im Jahresmittel berechnet; es ist daher möglich, die Ergebnisse für NW-Wetterlagen mit denen des allgemeinen Jahresmittels zu vergleichen.

Tabelle 2 enthält die prozentualen Häufigkeitswerte der drei Sichtgruppen bei NW-Wetterlagen und bei allen Wetterlagen. Nebelsicht kommt bei NW-Wetterlagen im allgemeinen relativ häufiger vor, als im Jahresmittel; bemerkenswert ist, daß der Kahler Asten bei NW-Wetterlagen relativ geringere Nebelhäufigkeit als im Jahresmittel aufweist, ein Ergebnis, das durch die große Häufigkeit großer Sichtweiten bei geringerer Feuchtigkeit (Polarluft) und durch den Umstand verursacht wird, daß diese Bergstation häufig schon über der Stauwolkengrenze liegt.

Tabelle II

Prozentuale Häufigkeit der drei Sichtgruppen bei NW - Wetterlagen im Vergleich mit den Sichtverhältnissen bei allen Wetterlagen.

	bei NW-Wetterlagen			bei allen Wetterlagen		
Sichtstufen	0-4	5-6	7-9	0-4	5-6	7-9
Köln	14.3	29.0	56.7	11.9	34.9	53.2
Dortmund	19.4	42.3	38.3	17.5	42.5	39.9
Essen	24.6	42.0	33.4	17.9	42.6	39.5
Asbach	18.3	38.7	43.0	-	-	-
Lüdenscheid	37.8	47.7	14.5	15.9	27.0	57.1
Kahler Asten	23.2	20.6	56.2	(156 Nebeltage)		

2. Häufigkeitsverteilung der Wolkenhöhen bei NW-Wetterlagen.

Über die Häufigkeitsverteilung der Wolkenhöhe sind bisher wenige Untersuchungen erschienen. Das Hauptinteresse wandte man bisher der Frage nach der häufigsten Höhe der einzelnen Wolkenarten sowie nach bevorzugt auftretenden Wolkenhöhen ("Wolkenetagen") zu. 10). Mit der Häufigkeitsverteilung von Wolkenhöhen befassen sich Untersuchungen von Wörner 11) und Malsch 12), der für 17 Orte Südwestdeutschlands die Häufigkeitsverteilung berechnete und Keil 13), der das Material der Wetterstatistik des Deutschen Flugwetterdienstes verarbeitete, die von dem Jahre 1926 an für jeden Monat die Häufigkeitsverteilung der Wolkenhöhe wiedergab.

Nach Untersuchungen von Seilkopf über den Einfluß von größeren Erhebungen des Mittelgebirges und der Übergangsgebiete vom Flachland zum Bergland auf die Wolkenhöhen 7) erschien es lohnenswert, die Häufigkeitsverteilung der Wolkenhöhe bei NW-Wetterlagen zu berechnen.

In Tabelle III ist für die vier Gruppen von Windgeschwindigkeit und mittlerer relativer Feuchtigkeit die prozentuale Häufigkeit von vier Höhenbereichen der Wolkenhöhe über Grund gegeben, welche folgende Stufen h des Wetterschlüssels umfassen:

1. h = 0 bis 3: Untere Wolkengrenze unterhalb der Station bis zu 300 m hoch über Grund,
2. h = 4 Wolkenhöhe zwischen 300 und 600 m,
3. h = 5 Wolkenhöhe zwischen 600 und 1000m,
4. h = 6 bis 9: Bewölkung über 1000 m hoch über Grund

Tabelle III

Prozentuale Häufigkeit von Wolkenhöhen über Grund bei NW - Wetterlagen. *)

Beobacht.-Station h =	NW ≥ 20 km/st $r.F_m \geq 75\,\%$ 0-3	4	5	6-9	NW ≥ 20 km/st $r.F_m < 75\,\%$ 0-3	4	5	6-9	NW < 20 km/st $r.F_m \geq 75\,\%$ 0-3	4	5	6-9	NW < 20 km/st $r.F_m < 75\,\%$ 0-3	4	5	6-9
Köln	36	32	25	7	8	26	34	32	36	28	20	16	4	20	44	32
Dortmund	49	30	12	9	14	26	35	25	39	26	19	16	10	27	33	30
Essen	55	28	10	7	17	35	28	20	52	24	13	11	20	29	37	14
Asbach	62	35	1	2	26	52	19	3	65	23	2	10	20	39	23	18
Lüdenscheid	92	3	2	3	65	23	10	2	86	12	2	-	61	30	1	8
Kahler Asten	96	2	1	1	84	10	4	2	82	14	-	4	56	19	19	6

*) In Tabelle III, IV und VI ist die Anzahl der Beobachtungen im wesentlichen die gleiche wie in Tabelle I.

Man ersieht aus Tabelle III, daß bei NW-Wetterla - gen mit hoher Durchfeuchtung der Luftmassen Wolkenhöhen bis zu 300 m über Grund am häufigsten vorkommen und zwar um so häufiger, je höher die Station gelegen ist. Bei geringerer relativer Feuchtigkeit der Luftmassen ver - schiebt sich die häufigste Höhenstufe von 600 bis 1000 m auf 0 bis 300 m mit zunehmender Meereshöhe.

Eine Windstärkeabhängigkeit bei gleichen Feuchtigkeitsverhältnissen ist in dem Sinne angedeutet, daß bei größeren Windstärken im Mittel eine größere Häufigkeit geringerer Wolkenhöhen auftritt, doch kommt es bei Stauverhältnissen primär weniger auf die Windstärke als auf die Windstruktur an.

Orographische Einflüsse auf die Wolkenhöhe lassen sich am besten erkennen, wenn man die Wolkenhöhen für die zu vergleichenden Stationen in Metern über NN angibt. Durch Reduktion entsprechender Stufen von h des Wetterschlüssels auf Meereshöhe und Mittelung wurden folgende Gruppen von Wolkenhöhenbereichen erhalten:

1. 50 - 250 m Wolkenhöhe über NN
2. 250 - 750 m " " "
3. 750 - 1150 m " " "
4. 1150 m " " "

Die Ergebnisse für die vier Gruppen sind in Tabelle IV wiedergegeben.

Tabelle IV.

Tabelle IV

Prozentuale Häufigkeit von Wolkenhöhen über NN bei NW - Wetterlagen.

Höhenstufen in m über NN	NW ≥ 20 km/st, r.F$_m$ ≧ 75 %				NW ≥ 20 km/st, r.F$_m$ < 75 %			
	50 250	250 750	750 1150	>1150	50 250	250 750	750 1150	>1150
Köln	27	41	25	7	4	30	34	32
Dortmund	27	52	12	9	4	36	35	25
Essen	23	60	10	7	8	44	28	20
Asbach	-	97	1	2	-	78	19	3
Lüdenscheid	-	92	3	5	-	65	23	12
Kahler Asten	-	-	96	4	-	-	84	16

Höhenstufen in m über NN	NW < 20 km/st, r.F$_m$ ≧ 75 %				NW < 20 km/st, r.F$_m$ ≦ 75 %			
	50 250	250 750	750 1150	>1150	50 250	250 750	750 1150	>1150
Köln	15	49	20	16	2	22	44	32
Dortmund	19	46	19	16	2	35	33	30
Essen	29	47	13	11	16	33	37	14
Asbach	-	88	2	10	-	59	23	18
Lüdenscheid	-	86	12	2	-	61	31	8
Kahler Asten	-	-	82	18	-	-	56	44

Nach dem Gebirgskamm zu vergrößert sich die Häufigkeit tieferer Bewölkung bei hoher Durchfeuchtung der ungehobenen Luftmassen stärker als bei geringerer; in dem zweiten Falle treten größere Wolkenhöhen häufiger auf.

Schließlich sei noch ein Vergleich der Häufigkeitsgruppen der Wolkenhöhen über Grund bei NW-Wetterlagen mit den Ergebnissen von Keil für das Jahresmittel bei allen Wetterlagen gegeben:

T a b e l l e V

Vergleich der prozentualen Häufigkeitsverteilung von Wolkenhöhen über Grund bei NW-Wetterlagen mit der bei allen Wetterlagen.

Stufen von h:	0 bis 3	4	5	5
Essen bei NW-Wetterlagen	39	30	19	12
" " allen "	23	21	15	41
Lüdenscheid bei NW-Wetterlagen	79	14	4	3
" " " allen "	48	14	6	32

Das häufigere Auftreten tieferer Bewölkung bei NW-Wetterlagen prägt sich in dieser Tabelle deutlich aus.

3. Bedeckungsgrad an tiefer Bewölkung (Schlüssel N_L) und Gesamthimmelsbedeckung bei NW-Wetterlagen.

Bei NW-Wetterlagen ist wegen deren spezifischer Eigenschaft in dem untersuchten Gebiet eine größere Himmelsbedeckung, insbesondere eine Zunahme des Bewölkungsgrades der tiefen Bewölkung zu erwarten. Untersucht wurde sowohl die Häufigkeitsverteilung des unteren Bewölkungsgrades als auch die Mittelwerte der unteren und Gesamtbedeckung. Die Ergebnisse sind in Tabelle VI wiedergegeben. In jeder der vier Unterabteilungen von Windstärke mit Feuchtigkeit geben die drei Spalten die prozentuale Häufigkeit der Bedeckungsgrade von 0 bis 6 Zehntel, 7 und 8 Zehntel und 9 und 10 Zehntel mit tiefer Bewölkung an.

Tabelle VI

Häufigkeitsverteilung und Mittelwerte der Himmelsbedeckung mit tiefen Wolken und Mittel der Gesamthimmelsbedeckung bei NW - Wetterlagen.

Zehntel des Bedeckungsgrades	NW ≧ 20 km/st, r.F$_m$ ≧ 75 %			NW ≧ 20 km/st, r.F$_m$ < 75 %			
	≦ 6	7/8	= 9	≦ 6	7/8	= 9	
Köln	37	21	42	57	32	11	
Dortmund	39	7	54	55	21	24	
Essen	22	17	61	49	19	32	
Asbach	9	5	86	24	15	61	
Lüdenscheid	8	3	89	27	11	62	
Kahler Asten	6	2	92	21	6	73	
Westerburg	26	32	42	46	21	33	

Zehnteln des Bedeckungsgrades	NW < 20 km/st, r.F$_m$ ≧ 75 %			NW < 20 km/st, r.F$_m$ < 75 %			Mittlerer Bedeckungsgrad (Zehntel) bei NW - Wetterlagen mit tiefen Wolken	Gesamtbedeckung
	≦ 6	7/8	= 9	≦ 6	7/8	= 9		
Köln	44	18	38	62	20	18	6.7	8.2
Dortmund	41	13	46	54	20	26	6.8	8.1
Essen	27	12	61	38	14	48	7.4	8.2
Asbach	7	7	86	33	14	53	8.8	8.9
Lüdenscheid	13	2	85	23	17	60	8.7	8.8
Kahler Asten	12	1	87	24	23	53	8.9	9.2
Westerburg	22	22	56	47	23	30	7.1	8.6

Bei Vergleich der einzelnen Gruppen fällt die große Häufigkeit hoher Bedeckungsgrade bei hoher Durchfeuchtung der Luftmassen ins Auge, während eine Abhängigkeit von der Windstärke kaum angedeutet ist (bei hoher Feuchtigkeit etwas größere Häufigkeit hoher Bedeckungsgrade mit stärkerer Strömung). Die Verschiebung nach höheren Bewölkungsgraden mit der Höhe ist auch aus dem Mittel der tiefen Bewölkung bei NW-Wetterlagen zu ersehen, das in der vorletzten Spalte enthalten ist. Auch in das Gesamtmittel geht dieser Höheneinfluß ein, wenn auch in schwächerem Maße. Als letzte Station ist in Tabelle VI noch Westerburg am Südabhang des Westerwaldes mit aufgenommen, das bei NW-Wetterlagen eine ausgesprochene Leewirkung zeigt.

Zum Vergleich seien obigen Werten der Himmelsbedeckung bei NW-Wetterlagen die langjährigen Mittel der Himmelsbedeckung gegenübergestellt:
Köln 6.1, Essen 6.5, Alt-Astenberg 7.9.

4. Niederschlagsverhältnisse.

Als Unterlage für die Untersuchung dienten die Niederschlagsbeobachtungen des preußischen Meteorologischen Institutes, die mir freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden.

Das deutsche Mittelgebirge hat keine ausgesprochene Regenseite. Zur Untersuchung des Staueinflusses von Sauerland und Westerwald wurden speziell die Niederschlagsverhältnisse bei NW-Wetterlagen untersucht und mit den Verhältnissen bei allen Wetterlagen verglichen. Auch bei NW-Wetterlagen kann die Zunahme der Niederschlagsmenge und -häufigkeit mit der Höhe nicht ausschließlich Staueinflüssen zugeschrieben werden 15), zumal die zum Vergleich herangezogenen Randstationen des Gebirgslandes ebenso bereits unter dem Staueinfluß des Gebirges stehen.

Hofmann 16) hat für das Sauerland an Hand der bei

einzelnen Wetterlagen des Jahres 1925 gefallenen Niederschlagsmengen die bei der Niederschlagsbildung maßgebenden Faktoren zu trennen versucht. Er wies darauf hin, daß ähnliche Luftdrucklagen in Bezug auf die Strömung wie auch auf die Niederschlagsverteilung sehr große Gegensätze aufweisen.

Bei vorliegender Untersuchung wurden die Niederschlagsbeobachtungen folgender Stationen bearbeitet: Köln, Essen, Remscheid im westlichen Sauerland, Herscheid, das ebenso wie Lüdenscheid nordwestlich des Ebbegebirges gelegen ist, Alt-Astenberg aus dem Gebiet des Kahlen Asten und Salzburg am Salzburger Kopf im Westerwaldgebiet; ferner wurden zum Vergleich noch die Beobachtungen vom Feldberg/Taunus und Frankfurt/Main aufgenommen. Am Nordrand des Taunus werden die Luftmassen bei NW-Wetterlagen erneut gestaut, haben jedoch bei ihrem Anstau am Sauerland und Westerwald vielfach so viel von ihrer Feuchtigkeit verloren, daß es am Taunus nicht zu Geländeniederschlag, teilweise auch nicht mehr zur Bildung von Staubewölkung kommt. Frankfurt zeigt bei diesen Lagen eine ausgesprochene Leewirkung.

In Tabelle VII sind die Ergebnisse der Niederschlagsauswertungen für NW-Wetterlagen (es wurden dieselben Jahre und Tage mit NW-Wetter wie bisher zu Grunde gelegt) im Vergleich mit den Niederschlagsdaten für alle Wetterlagen, nach Sommer und Winter getrennt, sowie im Jahresmittel wiedergegeben. Die Niederschlagsdichte bei NW-Wetterlagen ist gegenübergestellt der Niederschlagsdichte (Regenmenge pro Tag mit mindestens 0.1 mm Niederschlag) bei allen Wetterlagen. In der dritten Gruppe ist der Anteil der bei NW-Wetterlagen gefallenen Niederschlagsmengen am Gesamtniederschlag berechnet.

Bei allen Wetterlagen ist die mittlere Niederschlagsdichte im Sommer größer als im Winter. Hierin macht sich besonders der Einfluß sommerlicher Gewitterregen geltend, die häufig mit lokalen Störungen auftre-

ten. Die Dichte dieser Art von Niederschlägen nimmt mit der Höhe nicht erheblich zu. Im Winter überwiegt der Einfluß der "Gelände"Niederschläge; deren Dichte nimmt mit der Höhe in stärkerem Maße zu, die jahreszeitlichen Gegensätze gleichen sich daher mit der Höhe aus.

Bei NW- Wetterlagen treten diese Verhältnisse noch klarer zu Tage: Die Niederschlagsdichte ist im Sommer in den Niederungen größer als im Winter, unter anderem deshalb, weil bei gleichem Abkühlungsbetrag der Luftmassen durch Hebung die Menge des ausgeschiedenen Wassers mit der Temperatur steigt, ferner, weil häufig mit dem Einbruch kühlerer NW-Strömung auftretende stärkere Temperaturgegensätze intensive Niederschläge hervorrufen. Im Winter ist die Dichte der Geländeniederschläge in den Niederungen gering, ihre stärkere Zunahme mit der Höhe gleicht die jahreszeitlichen Unterschiede bei den Orten größerer Meereshöhe aus.

Salzburg und Alt-Astenberg haben bei NW-Wetterlagen im Mittel geringere Niederschlagsdichte, wohl vorwiegend aus dem Grunde, weil diese Stationen durch vorgelagerte Gebirge etwas abgeschirmt werden. Diese Schirmwirkung macht sich ebenso wie die Leewirkung im Winter stärker geltend als im Sommer, weil im Winter die Niederschlag liefernden Kondensationsschichten niedriger liegen als im Sommer, die Beeinflussung durch das Gelände daher im Winter stärker ist als im Sommer.

5. Temperaturänderung mit der Höhe bei NW-Wetterlagen.

G. v. Elsner hat die Temperaturabnahme mit der Höhe in deutschen Gebirgen 17) untersucht und dabei auch die Werte für das Rothaargebirge angegeben. Zum Vergleich wurden für NW-Wetterlagen aus synoptischen Temperaturwerten von Dortmund (70 m über NN) und dem Kahlen Asten (842 m) sowie von Essen (125 m) und Lüdenscheid (454 m) die mittlere Temperaturabnahme pro 100 m Höhe bestimmt. Auch hierbei wurde getrennt nach Strömungsgeschwindigkeiten unter und über 20 km/st sowie nach

mittleren relativen Feuchtigkeitswerten der orographisch unbeeinflußten Luftmassen von unter und über 75 %.

Tabelle VII

Niederschlagsdichte und -menge bei NW-Wetterlagen im Vergleich mit dem Gesamtniederschlag.

	Höhe über NN	Niederschlagsdichte bei allen Wetterlagen mm/Tag			Niederschlagsdichte bei NW-Wetterlagen mm/Tag			Anteil der bei NW-Wetterlagen gefallenen Niederschlagsmengen am Gesamtniederschlag		
		So	Wi	Jahr	So	Wi	Jahr	So	Wi	Jahr
Köln	52	4.2	3.6	3.9	4.2	2.5	3.5	22.6	12.0	18.0
Essen	106	5.0	4.4	4.7	4.2	2.7	3.5	17.8	10.4	14.3
Remscheid	310	6.1	6.5	6.3	5.2	4.7	5.0	20.1	12.1	16.1
Herscheid	438	6.5	6.9	6.7	6.0	5.9	6.0	21.1	15.0	18.1
Salzburg	612	4.5	4.4	4.4	4.3	3.2	3.8	21.4	12.2	16.9
Alt-Astenberg	780	4.7	4.0	4.4	5.4	4.1	4.8	27.4	19.8	23.0
Feldberg/Ts.	801	5.0	4.8	4.9	4.3	2.7	3.6	20.1	11.0	15.8
Frankfurt/M.	95	4.3	3.7	4.0	4.2	2.4	3.5	20.1	9.7	15.4

Tabelle VIII

Temperaturabnahme pro 100 m Höhendifferenz.

aus Temperatur - differenz	NW $\geq$ 20 km/st r.F $\geq$ 75% ^{m}	NW $\geq$ 20 km/st r.F $<$ 75% ^{m}	NW $<$ 20 km/st r.F $\geq$ 75% ^{m}	NW $<$ 20 km/st r.F $<$ 75% ^{m}	mittl. Gradi - ent bei NW-Wetter- lagen	An - zahl der Beob- achtun- gen	Mittel - wert von v.Elsner (Rothaar- gebirge)
Dortmund-Kahler Asten	0.74	0.87	0.75	0.84	0.74	251	0.66
Essen-Lüdenscheid	0.61	0.67	0.40	0.55	0.64	261	

Aus der Tabelle VIII ergibt sich sowohl bei starker wie bei schwacher Strömung bei hoher Durchfeuch - tung ein geringer Gradient, der in dem häufigeren und über größere Höchenschichten erstreckten Auftre- ten des feuchtadiabatischen Gradienten seine Erklärung findet. Eine Windabhängigkeit des vertikalen Temperaturgradienten in dem Sinne, daß bei schwachen Winden die Gradienten kleiner sind als bei star- ken Winden, ist in den Differenzwerten Dortmund - Kahler Asten kaum angedeutet, in stärkerem Maße bei den Temperaturdifferenzen Essen - Lüdenscheid: Stärkere Windströmung ist im Mittel mit größerer Tur - bulenz und größeren vertikalen Temperaturgradienten verknüpft. Bei schwacher Strömung können sich in einzelnen Fällen noch Inversionen halten oder lokale Einflüsse geltend machen, die den Mittelwert aus den Beobachtungen Essen-Lüdenscheid bei hoher Durchfeuchtung auf 0.4°/100 m herabdrücken.

Literatur.

1. Georgii, Flugmeteorologie, Seite 144

2. Baumann, aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, 49. Band, Nr. 9.

3. Seilkopf, Annalen der Hydroaphie und maritimen Meteorologie 1926, Köppen-Heft Seite 75-84 und 1928 Seite 113-125.

4. Erfahrungen über die Auswirkungen spezieller Wetterlagen auf die das behandelte Gebiet kreuzenden Flugstrecken und auf Flughäfen finden sich in den Erfahrungsberichten des Deutschen Flugwetterdienstes, u.a. in I. Folge Nr. 5 von Wiechmann; II. Nr.10 von Reinbold; II. Nr. 18 von Orthmeyer; II. Nr.25 und 26 von Mahrt, Wiegand, Mügge; V. Nr. 1 von Malsch; VI. Nr.19 von Thost; VII. Nr.10 von Hankow. Mit Stauverhältnissen im allgemeinen befaßt sich eine Arbeit von H. Noth; über Stauwirkungen an Gebirgen und Kaltluftmassen, 2. Sonderband der Erfahrungsberichte Seite 64 - 71.

5. Seilkopf, Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1928, Seite 118.

6. A. Refsdal, Meteorologische Zeitschrift 1930, S.294.

7. Siehe auch Baumann, l.c.S. 40 .

8. Beschreibung der Beobachtungsstellen des Funkwetterdienstes in Deutschland, herausgegeben von der Leitung des Höhenwetterdienstes, ferner Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes IV. Folge Nr. 24.

9. Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes VI. Folge, Nr. 1.

10. Literaturübersicht siehe Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie, 4. Auflage, Seite 294-300.

11. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1928, Seite 125 - 31.

12. Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes V. Folge, Nr. 24.

13. Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes VI. Folge, Nr. 3.

15. Siehe Hann, Lehrbuch der Klimatologie Band 1 Seite 253.

16. Das Wetter 1926, Seite 169 und 193.

---

8. Folge.

Nr. 1: Dr. E. Boley

Über die Vorhersage auf dem Wetterzettel.

Auf dem Wetterzettel, der jedem Piloten vor Antritt eines Fluges ausgehändigt wird, stehen einheitlich bei allen Flugwetterwarten die Meldungen einiger Meldestellen auf dem Kurs der Maschine, das Hauptgewicht ist aber, besonders seit Einführung der Synoptik, auf die Vorhersage, die durch den beratenden Meteorologen schriftlich gegeben wird, zu legen. Diese Vorhersage wird natürlich, da sie eine individuelle Angelegenheit ist, niemals auf eine vollständige Gleichförmigkeit zu bringen sein, es wäre aber doch wünschenswert, wenigstens eine gewisse Normung eintreten zu lassen, wozu die folgenden Anregungen dienen sollen.

Eine Dreiteilung etwa in folgender Form erscheint wünschenswert:

A. Allgemeine Angaben über Sicht, Wolkenhöhe, Hydrometeore.

B. Angaben über das Wetter, die nicht aus den Strekkenmeldungen zu entnehmen sind.
   1. Strömungen der Höhenwinde und Böigkeit.
   2. Wolkenschichten.
   3. Vereisung (Nullgradgrenze).
   4. Fronten (Luftkörpergrenzen).

C. Vorhersage
   1. Frontenverlagerung.
   2. Nebeleinfall oder Auflösung.

Zu B.1: Hier sind vor allem neben den eingetragenen Höhenwindmessungen großzügige Angaben über die allgemeine Windströmung und Drehung auf der Strecke sowohl in vertikaler wie in horizontaler Richtung zu geben, sowie Angaben über die Böigkeit zu machen. Es sei erlaubt, hier darauf hinzuweisen, daß in der neuen Verschlüsselung der Temperaturaufstiege die Angabe der Kondensationshöhe, unter Berücksichtigung des täglichen Ganges, gute Anhalts-

punkte gibt für die Höhe, in der die sommerlichen Son - nenböen noch wirksam sein werden.

Zu B.2: Dann folgen Angaben über Wolkenschichten, die zu einem ziemlich schwierigen Kapitel der Flugmeteorologie gehören. Die Angaben, die der Meteorologe darüber auf - führen kann, wird er nur selten aus dem Bild der allge - meinen Wetterlage, das er sich auf Grund seiner Boden - wetterkarte zurecht gelegt hat, machen können. Sehr viel weiter helfen ihm hier schon die Ergebnisse der Höhen - aufstiegsstellen, die im Laufe des Vormittags einlaufen, wobei natürlich der orographische Einfluß, der beispiels- weise zwei Wolkenschichten über Bergen zusammenfließen läßt, eingehend zu berücksichtigen ist. Weiter wird es sich lohnen, nach Möglichkeit die ankommenden Piloten auszufragen, wodurch der Meteorologe immer lernen wird und sich ein viel vollkommeneres Bild von der Wetterla - ge schaffen kann, was auch nicht durch die an und für sich sehr wertvollen FT - Meldungen von Maschinen in der Luft in diesem Umfange gewonnen werden kann. Schlechte Meldungen von Bergstationen sind mit Vorsicht zu betrach- ten, weil sich hier oft nur -- sei es bei höheren Ber - gen durch Stau oder bei niedrigeren im Sommer durch den bei beginnender Erhitzung einsetzenden Talwind, der Ne - belfetzen nach oben führt -- eine Wolke auf der Kuppe des Berges gebildet hat, während ringsum alles frei ist.

Wie notwendig es ist, sich möglichst frei zu ma - chen von dem starken Einfluß, den die Streckenmeldungen immer noch ausüben, hatte Verfasser Gelegenheit, anläß- lich eines Fluges von München nach Venedig im Februar dieses Jahres festzustellen: Die Bayerischen Vorberge und die Zugspitze waren in Wolken, ebenso meldeten Kuf- stein und Innsbruck dicken Nebel. Wir flogen unter Flug- kapitän Doldi bis dicht an die Alpen heran, doch war ein Durchkommen unmöglich, ebenso kam ein Durchziehen nicht in Frage, da die G 24 ohne überkomprimierte Motoren nicht viel über 4000 m zu bringen war. Es blieb uns

nichts übrig, als den Weg durchs Inntal, der auf Grund obenstehender Meldungen wenig Aussicht bot, zu versuchen. Der Einflug gelang auch, und als wir um die Wendung kamen, in der das Inntal in die Ost-Westrichtung umbiegt, bot sich uns ein überraschender Anblick. Über uns war nur eine teilweise aufgebrochene Altostratus-Schicht in über 5000 m, während unten im Tale einige wie weiße Wattbäuschchen aussehende Talnebel lagen, die besonders die größeren Städte einhüllten, aber nur sehr geringe vertikale Mächtigkeit besaßen. Hiernach würde es sich auch empfehlen, bei gewissen Wetterlagen nicht alle Streckenmeldungen aus großen Orten, die naturgemäß mehr zu Nebelbildung neigen, zu nehmen, wenn nicht diese Orte selbst angeflogen werden sollen.

Zu B.3: Als nächstes folgen Angaben über Vereisung, ein Problem der Flugmeteorologie, das sehr im Mittelpunkt der Interessen steht. Nach den Erfahrungen der letzten Jahre, in denen ja die Frage der Vereisung erst brennend wurde, da der Blindflug, falls nicht sehr starke Böigkeit oder Vereisungsgefahr ihn verhindern, zur Selbstverständlichkeit wurde, scheinen die stärksten und schnellsten Vereisungen in zwei Hauptgruppen aufzutreten. Der eine Fall -- bei Temperaturen von etwa - 2° bis -16° -- ist der des unterkühlten Regens, der in der Literatur sehr eingehend behandelt wurde. Leider scheint das von Noth und Schinze angegebene Kriterium, daß das Auftreten eines Steiggebietes in der andrängenden wärmeren Luft starke Vereisungsgefahr bedeutet, nach den Erfahrungen des Verfassers nicht unbedingt zuverlässig zu sein. Der andere Fall, der noch weniger untersucht ist, verursacht Vereisung -- bei Temperaturen wenige Grade unter Null -- durch die in der Luft vorhandenen hygroskopischen oder anderen Teilchen, sowie vielleicht auch durch die Beimengung von Gasen. Da über diese Art von Vereisung leider noch fast gar keine Untersuchungen vorliegen, könnte vielleicht eine chemische Untersuchung des

Eisansatzes über die Bedingungen unterrichten, die in diesem Falle zu starker Vereisung führen.

Zu B.4: Es folgen Angaben über vorhandene Fronten, wobei nach Möglichkeit die Neigung der Luftmassengrenzen, so - weit sie sich aus den vorhandenen Temperaturaufstiegen, Höhenwindmessungen und Wolkenangaben feststellen läßt, anzugeben ist. Dabei ist am besten nicht der Neigungs - winkel anzugeben, sondern man wird sich begnügen, etwa zu sagen: "Die Warmfront hat die Weser erreicht;in Ber - lin ist das Kaltluftkissen noch etwa 1500 m mächtig." Hierher gehören natürlich auch die Angaben über Wind - sprung, Böigkeit, Gewitter, Hagel, Vereisung in der Front.

Im Teil C.1: folgen dann Angaben über die Fort - pflanzungsgeschwindigkeit der Fronten. Die Möglichkeit, diese Geschwindigkeit zu bestimmen, wird von mancher Seite noch angezweifelt, doch ist es sicher, daß sich in vielen Fällen bei Berücksichtigung der orographischen Verhältnisse Angaben darüber machen lassen. So lassen sich z.B. auch stationäre Fronten, sogenannte Schleif - zonen, mit dem Kriterium der Parallelität der Winde zu beiden Seiten der Front ziemlich sicher festlegen.

Zu C.2: Als letztes folgen dann Angaben über Nebelein - fall und Nebelauflösung. Aus der Literatur, die hierü - ber besteht, sei nur die Willetsche Arbeit und der in den Erfahrungsberichten erschienene Auszug derselben von Egersdörfer erwähnt.

Nr. 2: Dr. H. S c h m i n k e

Ein Schieber zur Ermittelung der spezifi - schen Feuchte und des Δ t für die Aequiva - lenttemperatur aus Temperatur, relativer Feuchte und Luftdruck. Mit Abb. 213.

Der im folgenden angegebene Schieber liefert mit einer Einstellung - bei größter Übersichtlichkeit --spe- zifische Feuchte und Δ t bei Wasserdampf und Eisdampf. Er scheint somit ganz besonders zur schnellen Ermittlung

dieser Größen geeignet. Ich wage es deshalb, ihn hier zu bringen als Abbildung 213, trotz der bereits recht ansehnlichen Zahl graphischer Methoden, die zu demselben Zwecke angegeben sind. (Außer spezifischer Feuchte und Δ t gibt der Schieber noch Taupunkt, relative Eisfeuchte, wirklichen Dampfdruck und maximalen Dampfdruck über Wasser und Eis.)

Zum Gebrauch ist auf der Abbildung 213 der durch Doppellinien nach oben und unten abgegrenzte Teil - die Zunge -- auszuschneiden. Je nach Bedarf wird man die Tafel nur auf Karton aufziehen und den Streifen anlegen, oder die Skalen auf Holz aufziehen und der Zunge eine Führung geben, wie bei den üblichen Rechenschiebern. (Beim Aufziehen ist darauf zu achten, daß die Skalenreihen A und B ihre Lage gegeneinander beibehalten).

Dem Schieber liegt die Gleichung für die spezifische Feuchte in der Logarithmenform zugrunde:

$$\log q = \log E_M + \log f - \log p + \log 0{,}623$$

(q = spezifische Feuchte in gr/kg,
f = relative Feuchte in Prozenten,
p = Luftdruck in Millibar,
E_M = maximaler Dampfdruck in Millibar).

Dementsprechend sind alle Skalen logarithmisch. Skala [1]: Maximale Dampfdrucke über Wasser beziffert mit den zugehörigen Temperaturen von -45° bis $+45^\circ$; [2] : Prozentteilung von 1 bis 150%; [3] : Millibarteilung von 400bis 1050 mbar und zwar je einmal links und rechts; [4] :Teilung für q von o.1 bis 100 gr/kg: [5] gibt die q zugehörigen Δt Werte bei Wasserdampf ($\Delta t_W = 2.52\ q$), [6] bei Eisdampf ($\Delta t_E = 2.84\ q$); [7] : Maximale Dampfdrucke über Eis, beziffert mit den zugehörigen Temperaturen bis zu -45°; [8] :Dampfdrucke in Millibar von o.1 bis 100 mb.

Gebrauchsanweisung:

Gegeben sind Temperatur t, relative Feuchte f und Luftdruck p, gesucht spezifische Feuchte q und Δ t für die Äquivalenttemperatur. Man stellt f [2] über t [1] und sucht p auf [3] auf. Für gewöhnlich wird man bei [3] die

rechte Skala benutzen. Die linke soll nur dann gebraucht werden, wenn bei sehr kleinen Dampfdrucken die rechte Skala bereits außerhalb des Schiebers steht, in diesem Falle sind die über p abgelesenen q und Δ t Werte durch 10 zu teilen. Über p steht auf [4] q, darüber auf [5] Δt_W und darüber auf [6] Δt_E. Unter 100% [2] steht auf [1] der Taupunkt, auf [8] der wirkliche Dampfdruck. Um die relative Eisfeuchte zu erhalten, suchen wir t auf [7] auf und lesen den darüberstehenden Wert auf [2] ab.

Maximale Dampfdrucke werden auf [8] abgelesen und zwar über Wasser unter t [1] über Eis unter t [7].

Beispiel:

Temperatur -22.9°, relative Feuchte 44 %

Luftdruck 583 mbar:

44% [2] stellt man -22.9° [1] gegenüber. Dann steht über 583 mbar [3] Teilung rechts) q = 0.45 gr/kg auf [4]. Über diesem Wert auf [5] $\Delta t_W = 1.13^\circ$, auf [6] $\Delta t_E = 1.27^\circ$. Unter 100% [2] steht auf [1] der "Taupunkt" -31.7°, auf [8] der wirkliche Dampfdruck 0.42 mbar. Die relative Eisfeuchte finden wir über -22.9° [7] auf [2] zu 55%.

Unter -22.9° [1] steht auf [8] der maximale Dampfdruck über Wasser: 0.96 mbar. Den maximalen Dampfdruck über Eis lesen wir unter -22.9 [7] ebenfalls auf [8] ab: 0.77 mbar.

Bei Verwendung eines geeigneten Läufers kann man auf die Skalen [5], [6] und [8] verzichten. Da jedoch ein solcher Läufer nicht ganz einfach herzustellen ist, wurde die Anordnung mit [8] Skalen gegeben.

Robitzsch und Kühl haben schon 1924 auf die Vorteile eines Schiebers für psychrometrische Rechnungen anstelle von Psychrometertafeln hingewiesen *). Die von beiden beschriebenen Schieber enthalten auch schon die Skalen [1] und [2]. Da die Autoren aber ein wesentlich anderes Ziel verfolgten, ist im übrigen die Konstruktion

---

*) Meteorologische Zeitschrift 1924, Seite 318, 319.

abweichend von der obigen. (Der Schieber von Robitzsch stellt z.B. eine Kombination zwischen linearem und logarithmischem System dar.)

Dem Leiter der Flugwetterwarte, Herrn Dr. Egers - dörfer, habe ich zu danken für das fördernde Interesse, dessen ich mich auch hierbei erfreuen durfte.

Nr. 3: Dr. K. K e i l
Die Gesamtflugwetterlage der Strecke Mai - land - Rom.

Nr. 4: Stud.Ass. H. H o l z e r
Wetterprofile.

Nr. 5: H. N a u t s c h
Die Höhenwinde über Königsberg/Pr.
(Nach Pilotballonbeobachtungen der Flugwet - terwarte 1926 - 1932.)

Nr. 6: Dr. K. K e i l
Flugwetterdienst in Spanien.
(Nach Mitteilungen des "Servicio de Protec - cion del Vuelo").

Nr. 7: Dr. H. B e r g
Über nächtliche Hochnebeleinbrüche vor dem mitteldeutschen Bergland bei Nordwestströ - mung. Mit Abb.214 - 220.

Eine typische Erscheinung, die außerdem das wesentlichste Gefahrmoment für den Nachtflugverkehr am Flugha - fen Hannover bedeutet, sind Hochnebeleinbrüche bei Nord - westströmung, die meist morgens gegen 3 Uhr auftreten. Eine anschauliche Darstellung des sich als Hochnebel entwickelnden Mischungsnebels hat Georgii in seiner"Flug- meteorologie" gegeben (S.42-43). Bei dem Vorgang vor dem mitteldeutschen Bergland spielen aber Besonderheiten mit, die eine Ergänzung des von Georgii gegebenen Bildes verlangen und deshalb eine nähere Untersuchung der spe - ziell bei Nordwestströmung auftretenden Einbrüche in Hannover wünschenswert erscheinen lassen.

Es lag uns vor allem daran, typische Lagen zur Un-

tersuchung heranzuziehen, die nicht durch andere Vorgänge eine Komplikation erfahren haben. Bei der Durchsicht der Beobachtungsbücher der Flugwetterwarte Hannover fanden sich nun auch einige Fälle, in denen Hochnebel aus Osten einbrach, vielfach gleichzeitig mit Sichtverschlechterung auch am Boden. Diese Fälle wurden nicht beachtet. Im Osten des Flughafens Hannover liegen größere Wiesen- und Moorflächen, auf denen fast an jedem klaren Morgen flacher Nebel beobachtet werden kann. Bei Ostwind und größerer Mächtigkeit treibt dieser dann auf den Platz, so daß es zu rascher Nebelbildung kommt, die mitunter als Hochnebel einsetzt, dann aber als abgehobener Bodennebel zu betrachten ist. In der Tat zeigen die benachbarten Beobachtungsstellen in solchen Fällen wolkenloses Wetter oder ebenfalls Bodennebel. Tiefe Wolken treten natürlich auch auf während oder nach Niederschlag. Hier macht sich besonders bei leichter Nordwestströmung der Stau vor den Höhen des Deister geltend.Wir werden sehen, daß wir das Relief des Untergrundes zur Erklärung der Hochnebeleinbrüche gleichfalls wesentlich heranziehen müssen, so daß also letzten Endes niedrige Wolken bei Niederschlag mit den Hochnebeleinbrüchen zusammen untersucht werden müßten. Die Senkung der Wolkengrenze durch den fallenden Regen bringt aber doch weitere Momente, die bei der Hochnebelbildung nicht mitspielen. Man vergleiche hierüber, was Noth über die Stauwirkungen an Gebirgen und Kaltluftmassen gesagt hat. (Erf.Berichte des Deutschen Flugwetterdienstes, 2. Sonderband 1932, Seite 64-70).

Abgesehen von den Fällen bei Ostströmung fanden sich in den Jahren 1930 bis 1933 13 Fälle, in denen nach heiterem Wetter mit höchstens hohen Wolken Hochnebel einbrach. Davon zeigten lediglich zwei Fälle einen erheblichen Sprung der Windrichtung und entsprachen damit dem Bild, das Georgii gibt. Die übrigen 11 Fälle wiesen bei der vorangehenden und nachfolgenden Höhenwind-

messung einheitlich westliche bis nördliche Strömung auf. Die Fälle verteilen sich auf die Monate April bis Sep - tember.

Wir werden bei der weiteren Untersuchung so vor - gehen, daß wir zunächst eine Beschreibung der Hochnebel- einbrüche geben, wie sie an der Flugwetterwarte Hannover beobachtet wurden. Hier sind besonders die dauernden Mes- sungen mit Wolkenscheinwerfer wertvoll. Daran anschlie - ßend sollen die Druckverteilung und die Höhenströmung untersucht werden. Soweit Beobachtungen von Flugzeugfüh- rern vorliegen, sollen sie ebenso wie die Beobachtungen der Nachtmeldestellen des Flugwetterdienstes benutzt werden, um Einblick in die Ausdehnung des Nebelgebietes zu bekommen. Das Ziel wird sein, das Gemeinsame an den verschiedenen Fällen herauszuschälen, um einen Einblick in den Mechanismus der Hochnebelbildung zu bekommen und für eine Prognose Anhaltspunkte zu erhalten.

A. Hochnebeleinbrüche in Hannover (Beschreibung).

1930. 10. Juli:

Die 19-Uhr-Beobachtung des 9. Juli ergab außer 1/10 Cu nur Cist. Die hohe Bewölkung nahm zunächst wei - ter ab (23 Uhr 2/10 Ci). Nach Mitternacht zog St in 1500 m auf (um 2 Uhr 5/10), daneben wurden um 2 Uhr Acu und Ast beobachtet. Die Sicht betrug bis dahin über 15 km. Mit Eintritt der Dämmerung kam es zu starker Dunstbil - dung. Die Sicht ging auf 2 bis 3 km zurück. Um 4 Uhr 40 brach aus Westen Hochnebel in 100 bis 200 m ein,der spä- ter auf 50 bis 100 m sank, um sich dann aber bald wieder in Fetzen aufzulösen. 5 Uhr 15 war die niedrige Wolken- decke verschwunden. Um 8 Uhr wurden nur noch 9/10 Stcu aus NW ziehend in 1000 m beobachtet. Die Temperatur- und Feuchtemessungen zu den üblichen Terminen ergaben fol - gende Werte:

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	19.7	12.5	12.5	11.0	14.2	Grad
Relat.Feuchte:	51	84	90	99	81	%

1930. 9. August:

Am Nachmittag des 8. August waren Gewitter aufgetreten. Die Bewölkung hatte danach abgenommen und betrug um 23 Uhr nur 1/10 Ast. Gegen 00 Uhr 50 zog rasch St in etwa 1000 m Höhe aus WNW auf (um 2 Uhr 4/10), daneben wurde Acu und Ast beobachtet. Um 2 Uhr 15 war es bereits wieder wolkenlos. 2 Uhr 50 trieb von Westen Hochnebel in 130 bis 150 m heran. Die um 2 Uhr noch 6km betragende Sicht ging bis 5 Uhr auf 2,5 km zurück. Zu aufliegendem Nebel kam es nicht. Die Wolken hielten sich bis 5 Uhr in 150 m, um dann bis 8 Uhr auf 600 m anzusteigen und aufzubrechen. Um 11 Uhr waren nur noch Cu in 800 m vorhanden. Die Terminbeobachtungen ergaben folgendes

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	17.4	12.9	12.7	12.6	14.2	Grad
Relat. Feuchte:	65	88	93	97	89	%

1931. 13. Juni:

Am 12. Juni um 19 Uhr wurden 6/10 Cu und Stcu,daneben Acu (insgesamt 7/10) beobachtet. Die Cu breiteten sich aus, während die hohen Wolken noch etwas zunahmen. Von 20 Uhr 20 bis 20 Uhr 30 fiel leichter Regen, später traten Schauer auf von 23 Uhr 05 bis 23 Uhr 20 und 00 Uhr 20 bis 00 Uhr 25. Die Niederschlagsmenge der Nacht betrug 0.7 mm. 1 Uhr 15 wurde im SSE Wetterleuchten beobachtet. Ab 1 Uhr nahm die Bewölkung schnell ab. Um 2 Uhr wurde nur noch 3/10 Stcu in 1750 m gemessen. 3 Uhr 30 brach von NW Hochnebel in etwa 200 m ein. 4 Uhr lag die Wolkendecke in 60 bis 100 m. Zwischen 4 Uhr 30 und 4 Uhr 50 fiel daraus leichter Regen (Wolkenhöhe dabei 40 m). 5 Uhr 10 brach die Wolkendecke auf. Um 8 Uhr lag die St-Schicht in 900 m (9/10). Die Sicht betrug um 2 Uhr 15 km, um 5 Uhr 1.5 km. Feuchtigkeit und Temperatur waren wie folgt:

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	21.1	17.0	14.2	13.8	15.0	Grad
Relat. Feuchte:	67	89	99	98	74	%

1931. 28. August:

Die Tagesbewölkung am 27. hatte bis 23 Uhr bis auf 1/10 Ast-lent abgenommen; um 2 Uhr wurden neben 2/10 Acu bereits 1/10 Frst in 200 m beobachtet; die Sicht betrug 20 km. Die 5 Uhr-Beobachtung ergab 5/10 St in 200 m, daneben Acu und Ast, insgesamt 7/10. Die Sicht war immer noch über 20 km. Nun trat starke Dunstzunahme ein,5 Uhr 20 war in 40 bis 50 m Höhe eine geschlossene Hochnebel - decke vorhanden, die sich tiefer senkte und auch am Bo - den raschen Sichtrückgang brachte. Die Sichtweite betrug:

0530	0540	0550	0555	0800	Uhr
1500	800	500	300	500	m.

Nach 8 Uhr trat Sichtbesserung ein, die Wolkendecke stieg langsam an und lag um 11 Uhr in 250 m (8/10).
Die Feuchtigkeit lag während der ganzen Nacht sehr hoch, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	16.8	10.2	8.9	8.3	9.6	Grad
Relat. Feuchte:	64	96	99	99	99	%.

1931. 25. September:

Diesen Hochnebeleinbruch hat bereits H. Berg be - schrieben. (H.Berg, Ein Hochnebeleinbruch in Nordwest - deutschland, Zeitschrift für angewandte Meteorologie, 49 Seite 161-168, 1932). Auch hier hatte sich die vorher vorhandene Bewölkung bis 2 Uhr fast völlig aufgelöst.Zunächst erschienen St-Fetzen in etwa 100 bis 200 m Höhe. 2 Uhr 20 bis 2 Uhr 30 wurden die Fetzen dichter. 2Uhr 30 wurde an die von Köln und Kopenhagen kommenden Maschinen eine Gefahrenmeldung gegeben:
"Zunehmende Hochnebelfetzen aus NW herantreibend, Höhe 100 m geschätzt. Gesamtbewölkung noch 5/10." Die Bewölkung nahm nochmals kurze Zeit ab, 2 Uhr 55 waren aber bereits 8/10 bewölkt. Die Messung ergab 100 m. 3 Uhr 05 waren 10/10 in 80 m Höhe vorhanden; die aus Kopenhagen kommende Maschine hatte gerade noch landen können, wäh - rend die andere nach Berlin durchfliegen mußte. 3 Uhr 15

war die Wolkenhöhe nur noch 50 m, dabei die Bodensicht noch gut 2 km. Nach 5 Uhr 30 stieg die Wolkendecke langsam an, um 7 Uhr wurden mit Pilotballon 450 m gemessen. Die Beobachtungen der Flugzeugführer und der Strecken - meldeämter werden weiter unten besprochen werden. Wir geben noch die Feuchtigkeit und die Temperaturen der Nacht:

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	9.7	8.7	8.4	8.3	9.4	Grad
Relat. Feuchte:	89	96	96	99	94	%

1931. 26. September:

Bei diesem Fall war bis nach 2 Uhr niedrige Bewölkung in 200 bis 400 m Höhe vorhanden, kurze Zeit fiel auch leichter Sprühregen (Niederschlagsmenge der Nacht 0.2 mm). Bis 5 Uhr hatte sich aber die untere Bewölkung aufgelöst, es waren nur noch 4/10 Ast und Acu vorhanden. Die Sicht, die während der ganzen Nacht nicht hervorragend gewesen war, betrug um 5 Uhr 6 bis 8 km. Nach 5Uhr brach Hochnebel ein, der um 6 Uhr in 40 m Höhe lag. Die Sicht ging auch am Boden zurück und betrug gegen 6 Uhr 30 800 m. Nach 7 Uhr löste sich der Nebel, in 50 bis 80 m Höhe waren noch treibende Hochnebelschwaden vor - handen. Gegen 8 Uhr brach die Wolkendecke auf. Um 11Uhr waren nur Cu und Acu vorhanden. Der Verlauf der Tempe - ratur und Feuchtigkeit war folgender:

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	11.6	11.2	11.4	7.6	8.3	Grad
Relat. Feuchte:	97	95	94	100	79	%.

1932. 3. Juni:

Dieser Einbruch erfolgte erst nach Sonnenaufgang. Die ganze Nacht über war es wolkenlos, abgesehen von Spuren Acu, die um 5 Uhr beobachtet wurden. Von 2 Uhr ab lag über dem Platz Bodennebel, der um 3 Uhr 10 m hoch war. Um 5 Uhr hatte sich der Bodennebel aufgelöst. Nach mäßigem Taufall brach 7 Uhr 50 plötzlich aus NNW Hochne-

bel in etwa 200 m ein, der bis 8 Uhr 05 auf 40 m absank. Die 11 Uhr-Beobachtung ergab noch Reste des Nebels in 250 m (3/10); im Laufe des Tages kam es dann zu Cu-Bil - dung. Die Feuchtigkeit war unmittelbar vor dem Einbruch nicht übermäßig hoch:

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	19.6	12.0	10.4	7.8	14.6	Grad
Relat. Feuchte:	53	88	94	99	82	%

1932. 10. August:

Von 20 Uhr (9. August) bis nach 2 Uhr war es wol - kenlos aber ziemlich dunstig, die Sicht betrug zunächst um 8 km und ging dann auf etwa 4 km zurück. Der Hochne - beleinbruch erfolgte 3 Uhr 10 in einer Höhe von 60 m, die Bodensicht betrug dabei 2 bis 3 km; sie ging gegen 4 Uhr kurze Zeit unter 1 km und besserte sich nach 5 Uhr auf 4 km. Gleichzeitig stiegen auch die Wolken auf 120 m an. Um 8 Uhr lagen die Wolken in 200 m (5/10, Gesamtbewölkung 9/10), um 11 Uhr wurden nur noch Cu beobachtet. Hier lag die Feuchtigkeit vor dem Nebeleinbruch ziemlich hoch:

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	22.5	15.8	13.7	14.1	15.3	Grad
Relat. Feuchte:	63	94	99	99	91	%

1932. 28. August:

Vor dem Hochnebeleinbruch waren lediglich Spuren Acu und Ast vorhanden. Um 1 Uhr wurde im S vereinzelt Wetterleuchten beobachtet. Der Hochnebeleinbruch erfolg- te um 3 Uhr aus W in 50 m Höhe. Auch am Boden ging die Sicht rasch zurück. Sie betrug 3 Uhr 17 200 m, durch die dünne Wolkendecke waren dabei noch einzelne Sterne sichtbar. 3 Uhr 22 war der Zenith nicht mehr erkennbar. Die Sicht schwankte dann zwischen 500 und 1000 m und stieg gegen 6 Uhr 25 auf 1500 m an. Der Hochnebel lag da- bei noch in 40 m Höhe, um 8 Uhr noch in 100 m.

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	23.8	17.1	14.2	14.1	14.8	Grad
Relat. Feuchte:	62	83	96	100	98	%

1933. 9. April:

Bei fast wolkenlosem Wetter kam es zunächst zu Bodennebelbildung. Gegen 23 Uhr 40 lag über dem ganzen Platz Bodennebel von einer Mächtigkeit von etwa 10 m.Auf Dächern und im Gras setzte ab 1 Uhr starke Reif-und Taubildung ein. Die Sicht war auch über dem Nebel nur mäßig und war bis 2 Uhr auf 1.1 km gesunken. Kurz nach dem Start der Berliner Maschine trieben 3 Uhr 09 im W aus südlicher Richtung die ersten Hochnebelschwaden heran. Die Schicht wuchs rasch zu einer geschlossenen Decke zusammen, die auch nach unten schnell an Mächtigkeit gewann. Bereits 3 Uhr 17 lag der Platz in dickem Nebel, 3 Uhr 49 wurde der Nebel wieder dünner. Das Wasserturmdach (65 m hoch) wurde frei, der Mond war wieder erkennbar. Gegen 4 Uhr 15 kam es nochmals zu starker Bodennebelbildung. Der Nebeleinbruch um 3 Uhr zeigte dagegen ganz das typische Bild der anderen Hochnebeleinbrüche. Wie wir an den Windverhältnissen sehen werden, haben wir in diesem Fall das Bild, wie es uns Georgii beschrieben hat, im Gegensatz zu den anderen Fällen (mit Ausnahme noch des Falles vom 2. Mai 1933). Die Feuchtigkeit erreichte schon um 23 Uhr den Wert von 100 %:

	19	23	2	8	Uhr
Temperatur:	8.1	2.5	0.2	6.6	Grad
Relat. Feuchte:	82	100	100	84	%.

1933. 13. April:

Die bis 23. Uhr ziemlich starke tiefe Bewölkung nahm ab. Um 2 Uhr war noch eine fast geschlossene Decke von Ast und Acu vorhanden. Die Sicht betrug um 2 Uhr nur 4 km (ziemlich dunstig). 2 Uhr 30 zog St in 220 m auf, der sich rasch zu einer geschlossenen Decke zusammenschloß. Das Absinken der Wolkendecke sollen folgende Zahlen zeigen:

Zeit:	0230	0245	0315	0318	0330	0335	0355	0400	0420
Wolkenhöhe m:	220	150	100	80	65	40	65	120-150	500-600*)

*) geschätzt, Wolken aufbrechend.

Um 8 Uhr waren an tiefen Wolken nur noch Spuren Frcu vorhanden.

	19	23	2	7	8	Uhr
Temperatur:	13.0	9.9	7.7	5.3	6.7	Grad
Relat. Feuchte:	89	95	96	90	81	%

1933. 2. Mai:

Dieser Fall ist dadurch von besonderer Bedeutung, als er mittelbar den Absturz des dänischen Nacht-Post - flugzeuges verursachte. Er gehört zu den beiden einzigen Fällen von Mischungsnebel, die sich durch starken Wind - sprung kenntlich machten. Bis nach Mitternacht waren nur Ci und Cist vorhanden; dabei war es etwas dunstig. 0 Uhr 45 wurde an die Maschine noch eine Wettermeldung gegeben des Inhaltes: "Wetter Hannover 0 Uhr 45: heiter, dunstig; Sicht 10 km. Hohe Wolken 2/10, N fast still". Nach 0 Uhr 50 bildete sich die Hochnebeldecke fast augenblicklich. Die Messungen ergaben: 0 Uhr 57 Wolkenuntergrenze 120 m, 1 Uhr 00 80 bis 90 m, 1 Uhr 04 50 m (nach dem Absturz der OY-DAG). Gegen 1 Uhr 15 waren die Wolken auf 40 m abgesunken. Am Boden blieb die Feuersicht 1 bis 2 km.Die Wolkendecke stieg 3 Uhr 30 wieder auf 70 bis 80 m an und blieb in dieser Höhe bis nach 7 Uhr. Noch um 11 Uhr wurde die Decke in 200 m gemessen. Erst nach 13 Uhr erfolgte völliges Aufklaren (14 Uhr wolkenlos). Die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse waren wie folgt:

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	13.6	7.4	5.7	5.5	5.6	Grad
Relat. Feuchte:	57	91	97	99	96	%

1933. 13. Mai:

Von 20 Uhr ab war es wolkenlos, die Sicht betrug 20 km. Nach 1 Uhr nahm die Bewölkung zu, um 2 Uhr waren bereits 10/10 Stcu in etwa 600 m Höhe vorhanden. Danach nahm die Bewölkung wieder ab, jedoch setzte starke Dunstbildung ein. Herr Dr. Kantzenbach, der in dieser Nacht den Dienst versah, gab folgende Schilderung der Hochnebelbildung, die hier kurz wiedergegeben sei, da danach die

Nebelbildung in etwas anderer Weise vor sich gegangen ist als in den meisten anderen Fällen. Nur bei dem Fall vom 2. Mai 1933 war der Eindruck ein ganz ähnlicher. Dr. Kantzenbach gibt folgende Schilderung:

2 Uhr		10/10 Stcu in 600 m
2 "	18	5/10 Stcu
2 "	48	milchiger Dunst in geringer Höhe. Kein Nebel, aber scheinbar in Bildung. Ohne, daß Hochnebelgrenze erkennbar wird, verschwindet
2 "	54	oberstes Licht des Wasserturmes. Scheinwerfer gibt nur schwachen Strahl und keinen Reflex.
3 "	10	Sämtliche Wasserturmlichter verschwunden; kein Reflex
3 "	26	untere Wasserturmlichter schwach sichtbar, besser werdend; oberstes Licht kommt erst
3 "	38	wieder vor -
3 "	45	bereits Wolkenlücken, Wolken 150 m oder höher. Eine scharfe Hochnebelgrenze war nicht faßbar. Die Sicht sank nur kurze Zeit unter 1000 m.

Zu den Angaben sei bemerkt, daß sich in 1100 m Abstand von der Wetterwarte ein Wasserturm befindet, der an der Spitze (in 65 m Höhe) und in etwa 40 m Höhe Hindernislichter trägt, deren Verschwinden in einer niederigen Wolkendecke nachts eine sichere Angabe sehr tiefer Wolkenhöhen ermöglicht.

Nach den obigen Angaben macht die Nebelbildung völlig den Eindruck eines Ausfällungsvorganges, wie auch der Fall vom 2. Mai 1933. Es seien auch hier noch Temperaturen und Feuchtigkeit mitgeteilt:

	19	23	2	5	8	Uhr
Temperatur:	11.2	5.8	5.0	5.8	8.3	Grad
Relat. Feuchte:	65	94	97	99	89	%.

Aus den Einzelfällen können wir folgendes "mittle-

re" Bild eines Hochnebeleinbruches ableiten: Die am Vortage vorhandene tiefe Bewölkung, im allgemeinen Cu und Stcu, löst sich mehr oder weniger langsam auf, Reste von Acu und Ast bleiben erhalten. Die Sicht braucht vor dem Nebeleinbruch nicht unbedingt schon gering gewesen zu sein. Fällen mit stärkerem Dunst stehen solche mit guter Sicht gegenüber. Nun ist zu beachten, daß völlige Dunstfreiheit in Hannover eigentlich überhaupt nie eintritt. Selbst bei sehr guter Sicht von mehr als 50 km bleibt der Horizont leicht rotbraun. Dieses Dunstband ist nachts nicht zu bemerken; die Beobachtung von nächtlichem Dunst bedeutet dann schon eine stärkere Opazität. Der Hochnebeleinbruch wird meist eingeleitet durch Frst in 100 bis 200 m Höhe. Die Fetzen ballen sich rasch zu dicken Wülsten zusammen. Die Wolkendecke schließt sich und sinkt gleichzeitig auf 40 bis 60 m ab. Mitunter kommt es zu aufliegendem Nebel, d. h. die Bodensicht geht unter 1 km zurück. Die Regel ist dies aber nicht, vielfach bleibt die Bodensicht noch mindestens 2 bis 3 km. Die Wolkendecke schwankt einige Zeit um 40 bis 80 m, um dann langsam anzusteigen und aufzubrechen.

Die Zeit des Hochnebeleinbruches zeigt eine große Regelmäßigkeit. Wir haben in Abbildung 214 *) die Häufigkeiten der Eintrittszeiten der beschriebenen 13 Fälle graphisch dargestellt. Trotz des geringen Materials tritt die Gesetzmäßigkeit klar hervor. Dabei sind wegen der Schnelligkeit, mit der sich der Einbruch vollzieht, auch die Zeiten ziemlich sicher festzulegen. Wir sehen aus Abbildung 214, daß in 7 Fällen der Hochnebel zwischen 2 Uhr 45 und 3 Uhr 15 einbrach, das sind mehr als 50% aller Fälle. Ein zweites Maximum der Einbruchszeiten liegt um 5 Uhr.

Die Dauer der Hochnebellage ist weniger sicher festzulegen, da die Besserung langsamer einsetzt.In den meisten Fällen setzt eine erhebliche Besserung schon zwischen 5 und 6 Uhr ein, in einigen Fällen bereits zwischen

3 und 4 Uhr, in etwa 4 Fällen erst zwischen 7 und 8 Uhr und nur in einem Falle nach 8 Uhr.

Eine Prognose des Nebels soll naturgemäß möglichst früh erfolgen. Wir wollen hier zunächst unter diesem Gesichtspunkt nur die Werte der relativen Feuchtigkeit betrachten. Es ergibt sich, daß nur in 4 Fällen um 19 Uhr die Feuchtigkeit Werte über 80% hatte, also verhältnismäßig hoch war. Dreimal lagen die Werte unter 60% und sechsmal zwischen 60 und 70%. Man wird also aus den Werten der Feuchtigkeit um 19 Uhr keine großen Schlüsse ziehen können. Bis 23 Uhr ist dagegen die Feuchtigkeit in allen Fällen stark angestiegen. In keinem Falle lag sie unter 80%, in 9 Fällen zwischen 90 und 100%. Man wird aus diesen Daten immerhin den Schluß ziehen dürfen: Liegt um 23 Uhr die relative Feuchtigkeit unter 80%, so ist im allgemeinen kein Hochnebel zu erwarten. Um 2 Uhr ist kein Fall mehr vorhanden, der eine Feuchtigkeit unter 90% hat.

Die Temperaturdaten lassen sich dagegen nicht zu einer Prognose benutzen. Die Temperaturspanne, bei der Hochnebeleinbrüche beobachtet wurde, umfaßt einen zu großen Bereich, als daß sich statistische Anhaltspunkte ergeben würden.

Von Interesse ist schließlich noch die Größenordnung der Geschwindigkeit, mit der der Hochnebel nach unten (bezw. nach oben) wächst. Für den Hochnebeleinbruch vom 25. September 1931 hat Berg Werte von 1.5 (bezw.3.1) m/min. abgeleitet. In dem Fall vom 13. April 1933 war die Wachstumsgeschwindigkeit von ähnlicher Größe, nämlich etwa 3 m/min. Wesentlich rascher war das Wachstum des Hochnebels am 2. Mai 1933. Es betrug in diesem Falle 9-10 m/min.

---

*) Abbildungen 214 bis 220.

B. Die Druckverteilung bei Hochnebeleinbrüchen in Hannover.

Die jeweilige Druckverteilung bei den beschriebenen 13 Hochnebeleinbrüchen in Hannover haben wir in Tabelle 1 zusammengestellt und zwar für 19 Uhr des Vortages und für 8 Uhr des Haupttages.

Tabelle 1.

Druckverteilung bei 13 Hochnebellagen.

Datum:	Druckverteilung	
	um 19 Uhr des Vortages	um 8 Uhr des Haupttages
10.7.30	Tief über nördl.Ostsee. Hoch westlich von Irland	Tief über Lettland, Hoch westlich von Irland
9.8.30	Hoch über der Biskaya,mit Ausläufer bis Ostpreußen	wie 19 Uhr
13.6.31	NE-Seite eines Biskaya - hochs	Hoch über Nord- und Mittelfrankreich, flache Druckvertei - lung
28.8.31	Hoch über Nordsee. Tief über Polen und Südruß - land	wie 19 Uhr
25.9.31	Hoch über Nordengland, Tief über Polen und Südrußland	wie 19 Uhr
26.9.31	Hoch über England mit Ausläufer bis Süddeutschland	Hoch über England und den Alpen. Tief über Rußland
3.6.31	Tiefkerne über dem Atlantik, Südschweden, Süd - deutschland und dem Mit - telmeer	Tiefkerne über dem Atlantik, Böhmen,der Adria und dem Bott - nischen Meerbusen
10.8.31	Hoch über dem Kanal.Tief über Lettland und Litauen, geringer Druckunterschied über Deutschland	Hochdruckrücken von Südengland bis Österreich. Tief über Estland

Datum:	Druckverteilung	
	um 19 Uhr des Vortages	um 8 Uhr des Haupttages
28.8.31	Ausläufer des Azorenhochs bis Südwestengland, Tiefausläufer von Südschweden bis Oberitalien, Hoch über Rußland	Hoch über England, Tief über Lettland, flache Druckverteilung über Nordwestdeutschland
9.4.33	Hochdruckausläufer Biskaya-Norddeutschland. Tief über Rußland	Hoch über Spanien, Frankreich und Deutschland. Tief über Mittelskandinavien
13.4.33	Tief vor der skandinavischen Küste	Tief über Mittelskandinavien
2.5.33	Sattellage: Hoch über Nordengland, Tiefkerne über der Biskaya und Litauen	Tiefkerne über der Biskaya, Dänemark und Polen
13.5.33	Lage zwischen Ausläufer des Azorenhochs und einem polnischen Tief	wie 19 Uhr

Die Druckverteilung in den einzelnen Fällen ist nicht so verschieden, daß eine Berechnung einer mittleren Druckverteilung keinen Sinn hätte. Wir geben in Abbildung 215 und Abbildung 216 eine Darstellung des mittleren Isobarenverlaufes. Von der Mittelbildung wurde von den obigen Fällen lediglich der 9. April 1933 ausgeschlossen, der eine gewisse Sonderstellung auch hinsichtlich der Höhenströmung einnimmt. Im mittleren Isobarenverlauf tritt ein Hochdruckgebiet über den Britischen Inseln hervor, dem ein Tief über den Randstaaten gegenüber liegt. Von 19 Uhr bis 8 Uhr vollzieht sich keine wesentliche Änderung; die Druckgegensätze haben sich jedoch etwas verschärft. Nordwestdeutschland liegt also etwa im Gebiet des Überganges von der zyklonalen zur antizyklonalen Krümmung der Isobaren. Über Nordeuropa weist das Kartenbild nur sehr verwaschene nichtssa-

gende Züge auf. Das heißt, die Druckverteilung über Is - land oder Nordskandinavien steht in keinem Zusammenhang zu den Hochnebeleinbrüchen in Nordwestdeutschland.

Man kann einwenden, daß eine solche Druckvertei - lung zu erwarten war, da die untersuchten Fälle je nach der Höhenströmung (W bis N) ausgesucht wurden. Dies sind aber auch tatsächlich die einzigen Lagen, bei denen es in Hannover zu Hochnebel kommt, wenn man von den we - nigen, zweifelhaften Fällen bei Ostwind absieht.Ein mittleres Isobarenbild hat daher durchaus seine Berechtigung.

C. Die Höhenströmung.

Es trifft sich günstig, daß für die Sicherung des Nachtluftverkehrs in Hannover regelmäßig um 22 oder 23 Uhr Höhenwindmessungen angestellt werden, desgleichen morgens gegen 7 Uhr. Dadurch sind die Windverhältnisse zur Zeit der Hochnebeleinbrüche ziemlich gut festzulegen. Anders steht es mit der Kenntnis des Temperaturzustandes der freien Atmosphäre. Einmal wird durch die Hochnebelbildung selbst das Temperatur- und Feuchtigkeitsfeld vor dem mitteldeutschen Bergland weitgehend verändert. Diese Veränderung braucht in den Aufstiegen der zunächst gelegenen Wetterflugstelle Hamburg nicht erkennbar zu sein. Außerdem liegt der dem Einbruch vorangehende Aufstieg zeitlich zu weit entfernt, als daß er mit dem Hochnebeleinbruch in durchsichtiger Weise zu verknüpfen wäre. Schließlich zeigten auch einige untersuchte Fälle, daß eine prognostisch verwertbare Gesetzmäßigkeit in Bezug auf den Hochnebeleinbruch nicht zu erkennen ist. Es kommen Hochnebeleinbrüche vor bei durchaus gleichbleibender Höhentemperatur ebenso wie bei Temperaturzunahme zwischen dem der Hochnebelbildung vorangehenden und nachfolgenden Flugzeugaufstieg. Wir haben deshalb auf eine Diskussion der Hamburger Aufstiege verzichtet.

Wir geben in Tabelle 2 die Ergebnisse der Höhen - windmessungen in Hannover vor und nach der Hochnebelbil -

dung. Der Morgenaufstieg fehlt in einem Falle (9.April 1933), da wegen des Sonntags keine Windmessung vorgenommen wurde. In einem Fall (28. August 1932) wurde der Hamburger Frühpilot mit der Hannoverschen Windmessung am Abend verglichen, da in Hannover eben wegen der tiefen Wolkendecke keine Höhenwindmessung ausgeführt werden konnte.

Abgesehen von den Fällen 2. bis 3. Juni 1932, 7. bis 8. April 1933 und 2. bis 3. Mai 1933, deren Sonderstellung wir schon betont haben, zeigen die übrigen Windmessungen eine bemerkenswerte Konstanz der Richtung. Wir haben die Ergebnisse der 13 Pilotballonvisierungen auch in Abbildung 217 dargestellt und zwar in einer von der üblichen Art der Leiterdarstellung etwas abweichenden Weise, welche die Winddrehung mit der Höhe besser hervortreten läßt. Soweit es die Übersichtlichkeit zuließ, sind die Ausgangspunkte aufeinander gelegt, sonst um weniges gegeneinander verschoben. Schon diese Einzelmessungen lassen erkennen, daß über einer schwachen Bodenströmung der Wind bis etwa 200 bis 500 m stark zunimmt auf etwa 8 bis 12 m/sec um dann garnicht oder nur wenig abzuflauen. Im Gegensatz dazu zeigen die nächtlichen Windmessungen sonst bei heiterem Wetter über der windstarken Schicht eine oft beträchtliche Abnahme, die hier also fehlt. Wir haben die 9 übereinstimmenden Aufstiege gemittelt. Dazu wurden die Werte jeder Stufe in Komponenten zerlegt und die Differenzen der Komponenten zwischen 2 Stufen gemittelt. Aus den gemittelten Bodenwerten wurde durch Zufügen der mittleren Differenzen eine mittlere Höhenströmung berechnet. Das Ergebnis gibt Tabelle 3.

Tabelle 2.

Tabelle 2.

Windverhältnisse bei Hochnebellagen in Hannover

(m/sec.)

Datum:	Boden	200	500	800	1000	1500	2000	2500	3000
10.6.30 4 Uhr	W3	WNW9	NWzW11	NW13	NW14				
10.6.30 7 Uhr	WNW3	NW8	NW10	NW9	NW10				
8.8.30 22 Uhr	WzS2	WzS8	WzN12	WNW10	WzN11	WNW11			
9.8.30 7 Uhr	W3	WzN9	WNW10						
12.6.31 23 Uhr	WNW3	NWzN5	WNW9	WzN12	WzN12	WzN15	(1300 m)		
13.6.31 7 Uhr	NW5	NWzW8	WNW9	WzN10					
27.8.31 22 Uhr	NNW1	NNW6	NzE8	N6	N6	NzE7			
28.8.31 11 Uhr	NNW3 3500	NW5 NEzE12	NzE7 4000	NNE8 NE13	NNE8	NE8	NEzN10	NE11	NEzE11
24.9.31 23 Uhr	NW3	NNW8	N10	NzE9	NNE10	NNE10	(1300 m)		

Datum:	Boden	200	500	800	1000	1500	2000	2500	3000
25.9.31 7 Uhr	WNW3	NWzW12	NW8	(400 m)					
25.9.31 23 Uhr	WSW6	NWzW8	NWzW12	(300 m)					
26.9.31 11 Uhr	NNW2	N2	N2	N4	N5	NzW6	NzW7	NzW7	
2.6.32 22 Uhr	SSE1	SEzS5	SEzS5	SEzE3	SEzS2	NzE2	W5	WzS5	N1
3.6.32 7 Uhr	NNE1	WNW5	NWzW5	NW5	NWzN6	NW5	NW4	WNW4	SW3
9.8.32 22 Uhr	NW2	NW8	NW10	NW9	NW10	NW12			
10.8.32 7 Uhr	WzN3	WzN5	NW9	NW8					
27.8.32 22 Uhr	NWzN3	NWzN8	NW8	NWzW9					
28.8.32 8 Uhr	W2	NWzN5	NW6	WNW7	WzN7	W7			
8.4.33 22 Uhr	Stille	SSE2	SSE5	SEzS7	SE7	NNE3	NzE6	N8	NzW10
12.4.33 22 Uhr	WNW4	NWzN9	NW10	NWzW10	WNW9	WNW9	WNW12		

Datum:	Boden	200	500	800	1000	1500	2000	2500	3000
13.4.33 7 Uhr	NWzW4	NW7	NzW12	NzW14	NzW14	N15	NNW11	NWzW15	NW20
1.5.33 22 Uhr	NNW1	NNE6	NE3	W3	W4	NW5	WzN9	WzN9	
2.5.33 11 Uhr	EzS3	ENE3							
12.5.33 22 Uhr	NNW2	NW6	NW8	NWzW10	NWzW8	WNW6	NWzW7	NWzW7	NWzW6
13.5.33 7 Uhr	WNW2	W5	WzN7	WNW8	WzN9	WNW12			

Tabelle 3.

Mittlere Höhenströmung an 10 nächtlichen Hochnebeleinbrüchen in Hannover.

	Boden	200	500	800	1000	1500	2000 m
vor dem Ein - bruch	WNW2.4	NW6.8	NW9.3	NW9.2	NWzW9.1	NWzW9.7	NW10.7
nach dem Ein- bruch	WNW2.9	NWzW6.2	NW7.2	NW7.2	NW7.8	NW7.7	NWzW8.5

Die mittlere Höhenströmung zeigt im wesentlichen dasselbe wie die Einzelmessungen. Wir haben die Abhängigkeit der Windstärke von der Höhe auch in Abbildung 218 dargestellt. Auch diese Darstellung zeigt, daß zwischen 500 und 1000 m nur ein Rückgang der Geschwindigkeit um 0.2 m/sec vorhanden ist. In den Einzelwerten fehlt der Rückgang teilweise völlig, während sonst an heiteren Nächten ein stärkerer Geschwindigkeitsrückgang oberhalb 800 m zu beobachten ist.

D. Ausdehnung und Höhenerstreckung der Hochnebeleinbrüche.

Wir haben bisher nur die Verhältnisse in Hannover besprochen. Wenn wir die horizontale und vertikale Ausdehnung der Hochnebeldecke untersuchen wollen, so müssen wir die Beobachtungen der Flugzeugführer und Nachtmeldestellen heranziehen. Da diese Beobachtungen nicht mit der Regelmäßigkeit angestellt sind wie die an der Flugwetterwarte Hannover, so beschränken wir uns dabei auf die Besprechung einzelner Fälle, von denen reicheres Beobachtungsmaterial vorliegt.

Wohl am besten zu übersehen sind die Verhältnisse am 25. September 1931. Wir geben nur kurz die Ergebnisse wieder und verweisen wegen einer eingehenden Beschreibung auf die Ausführungen in der Zeitschrift für angewandte Meteorologie (1932). Die erste Meldung von Hochnebelbildung kam in dieser Nacht aus Munsterlager um 0 Uhr 45. Hier kam es rasch zu aufliegendem Nebel. In Hannover bildete sich die Hochnebeldecke um 3 Uhr. Die nach Berlin durchfliegende Maschine fand gegen 4 Uhr etwa das erste Drittel der Strecke in Nebel (bezw. Hochnebel). Die nach Amsterdam gestartete Maschine hatte gegen 5 Uhr bei Nordhorn wieder Erdsicht und fand bereits von Minden ab die Mächtigkeit des Nebels abnehmend. Hävern hatte 3 Uhr 30 Nebel gemeldet, Kalkriese und und Plantlünne 10 bis 20 km Sicht bei St-Bewölkung, die Plantlün-

ne zu 960 m maß. Hamburg, um 2 Uhr wolkenlos, hatte 3Uhr 30 Nebel bei 150 bis 200 m Sicht. Hier kann es sich um Strahlungsnebel handeln. Osnabrück hatte bereits um 23 Uhr 45 Nebel, der aber nicht mit dem Hochnebeleinbruch zusammenhängt. Nach diesen Angaben war also das Gebiet, in dem es zu Hochnebel gekommen war, durch folgende Stationen begrenzt: Im Norden etwa Munsterlager, im Osten Öbisfelde, im Westen Plantlünne; im Süden bildete ungefähr der Nordrand des mitteldeutschen Berglandes die Grenze. Abbildung 219 gibt in zwei Schnitten die Verhältnisse gegen 3 Uhr 30 wieder, über die Höhenerstrekkung gibt eine Meldung der nach Amsterdam gestarteten Maschine von 4 Uhr 40 Auskunft: "Nebel reicht bis 700 m, im Nebel ziemlich böig."

Ein ausführliches Bild der Ausdehnung des Hochnebeleinbruches läßt sich auch aus den Angaben des 10. August 1932 gewinnen. In Osnabrück kam es bereits zwischen 0 Uhr 00 und 0 Uhr 30 zu Nebelbildung; ob diese bereits mit dem Hochnebeleinbruch in Hannover zusammenhängt,läßt sich nicht sicher entscheiden. Die erste sichere Meldung kam 0 Uhr 50 aus Munsterlager. Die Wolkendecke wurde in 30 m Höhe gemessen. Gegen 3 Uhr 30 kam es zu aufliegendem Nebel bei einer Sicht von ca. 300 m. Die planmäßigen 2 Uhr-Beobachtungen ergaben in Hannover, Herford, Hamburg und Bremen wolkenloses Wetter, in Plantlünne und Hävern desgleichen bei Bodennebel. Travemünde hatte 8/10 St in 300 bis 600 m Höhe (Gesamtbewölkung 10/10), Marienleuchte 5/10 in 1000 m; Munsterlager hatte bei 2 km Sicht eine geschlossene Wolkendecke in 30 m Höhe. 3 Uhr 30 meldeten die Stationen auf der Strecke nach Berlin folgende Bewölkung: Gifhorn 9/10 in 600 bis 1000 m, Sachau und Buch wolkenlos, Brandenburg 8/10 in 600 bis 1000 m. In Sachau brach dann sehr rasch Hochnebel in 90 bis 140 m Höhe ein, der sich nach 4 Uhr wieder auflöste. Die Bodensicht war dabei noch 2 km. Aus Buch kam 3 Uhr 45 eine Gefahrenmeldung: Hochnebel in 100 m bei 4 km Sicht. Bran -

denburg hatte keinen Nebel oder niedrige Wolken. Die um 1 Uhr von Hannover nach Köln fliegende Maschine hatte auf der Strecke bis 400 m Höhe schon starken Dunst angetroffen. Die von Köln nach Berlin fliegende Maschine, die in Hannover nicht mehr landen konnte, war von Bielefeld bis Berlin über St geflogen, der in Berlin von 200 m bis 1000 m Höhe reichte. Aufschlußreicher sind die Angaben der nach Kopenhagen gestarteten Maschine. Nach der Mitteilung des Führers reichte der Hochnebel gleich nach dem Start in Hannover 200 m hoch; er stieg dann bis 350 m an, um sich von der Elbe ab aufzulösen. An der Küste wurden Wolken in ca. 1000 m angetroffen, nördlich von Fehmarnbelt war es wolkenlos, aber dauernd sehr böig. Die Scheinwerfer schienen stets noch durch die Wolkendecke hindurch- Auch hier ergibt sich also eine ähnliche Ausdehnung des Hochnebelgebietes wie bei dem vorigen Fall: Ostgrenze etwa Brandenburg (die St-Schicht in Berlin hängt wohl nicht mit dem Nebelgebiet zusammen; die Angaben über die Strekke sind auch nicht sehr klar). Westgrenze etwa die Ausläufer des Wiehengebirges, Nordgrenze Elbe, Südgrenze Teutoburger Wald.

Vom 28. August 1932 liegen folgende Daten vor: Um 2 Uhr bezw. 3 Uhr 15 hatten alle Meldestellen im Norden, Westen und Osten Hannovers wolkenloses Wetter außer Osnabrück (1/10 St in 1500 m) und Brandenburg (10/10 St in 320 m). In Gifhorn kamen gegen 2 Uhr 45 Schwaden in etwa 300 m Höhe, auch am Boden ging die Sicht zurück; nach 6 Uhr trat Besserung ein (Meldungen allerdings sehr unbestimmt). In Sachau kamen 4 Uhr 50 bis 5 Uhr in 100 bis 200 m Höhe aus Westen dünne durchsichtige Wolken, die in 10 Minuten den ganzen Himmel überzogen. Die Sicht blieb gut. In Buch kamen 4 Uhr 10 dünne Streifen in etwa 150 m Höhe aus Westen. In Brandenburg wurden keine tieferen Wolken beobachtet. In Hävern kam es gegen 3 Uhr zu starkem Nebel, auch in Plantlünne und Nordhorn bildete sich in der Nacht Nebel. Die Daten sind in diesem Falle nicht beson -

ders genau, da sie erst nachträglich durch Ausfragen der Beobachter gewonnen wrden.

Am 13. April 1933 kamen Hochnebelmeldungen aus Gifhorn 3 Uhr 40 (100 m, Sicht 4 km) und Sachau 4 Uhr 10 (150 m,Fetzen tiefer, Sicht 5 bis 6 km). Die übrigen Stationen hatten keine besonders tiefen Wolken (Münsterlager meldete nicht).

Am 2. Mai kamen die sich auf den Hochnebeleinbruch beziehenden Meldungen in folgender Reihenfolge: Münsterlager 23 Uhr 15 Wolken 150 m, Gifhorn 0 Uhr 15 Nebel, Hannover 0 Uhr 50 Wolken 120 m, Osnabrück 2 Uhr Wolken 160 m, Hävern 2 Uhr 30 Wolken 150 m, Sachau 3 Uhr 30 Wolken 200 m, Schwaden 80 m. Herr Schneehage, der nach dem Absturz der OY-DAC nach Köln gestartet war, fand die obere Grenze der Hochnebeldecke in 700 bis 800 m. Die Südgrenze lag bei Bielefeld. Auch die Gegenmaschine fand dort die Grenze der tiefen Bewölkung, die Obergrenze lag nach den Angaben von Herrn Ludwig an der Porta in 300 bis 400 m. Die Maschine, die nach Berlin durchfliegen musste, hatte von der Havel ab wieder Erdsicht.

Für die Fälle, wo der Hochnebel zur vollen Ausbildung kommt, können wir also folgende Grenzen festlegen: Im Norden beginnt die Hochnebelbildung etwa über der Lüneburger Heide. Die Ostgrenze bildet ungefähr die Elbe. Im Westen bilden die Ausläufer des Wiehengebirges, im Süden das mitteldeutsche Bergland und der Teutoburger Wald einen Abschluss. Von der Flugwetterwarte Köln wurden uns die 2 Uhr und 5 Uhr-Beobachtungen der 13 beschriebenen Fälle zur Verfügung gestellt. In keinem Falle konnte ein eindeutiger Zusammenhang mit der Hochnebelbildung festgestellt werden. Die Südgrenze bildet tatsächlich roh gerechnet etwa die 100- oder 200 m-Isohypse. Wo die norddeutsche Tiefebene weiter nach Süden auskeilt (Elbetal, Emstal und Münsterbucht), da hört auch das Nebelgebiet auf. Die Höhe des Nebels schwankt zwischen 300 und 700 m. Bemerkenswert ist die beobachtete Böigkeit in den Wolken.

E. Die Ursachen der Hochnebelbildung.

Eine Erklärung der Hochnebelbildung vor dem mitteldeutschen Bergland hat vor allem 3 Tatsachen zu berück - sichtigen:

1. Der Hochnebel tritt ausschließlich bei westlicher bis nördlicher Strömung auf.

2. Die Grenze des Nebelgebietes folgt im Süden dem Nordland des Berglandes, nach Norden reicht es etwa bis zur Heide (Munsterlager).

3. Der Hochnebeleinbruch erfolgt mit großer Regelmäßigkeit um 3 Uhr morgens.

Diese Tatsachen werden durch folgende Vorstellung erklärt (Abbildung 220): Durch die dem Einbruch vorangehende Aufheiterung bildet sich im Norden des Berglandes eine Kaltluftschicht, die im Süden die Höhe des Kammes, sagen wir 200 m, hat und im Norden flach auskeilt. Die Temperatur sinkt bis nahe an den Taupunkt. Über dieser schwach bewegten Kaltluftscheibe gleitet die von der Nordsee stammende feuchte und rascher bewegte Luft auf und erreicht schon in geringer Höhe ihr Kondensationsniveau. Es mag über der Heide vielleicht in 50 bis 100 m Höhe liegen. Die Turbulenz der rasch bewegten Nordseeluft wirbelt auch die Luftmassen der Kaltluft auf und führt dadurch auch zu Kondensation am Boden; der Nebel wächst nach unten. In der unmittelbaren Nähe des Berg - landes hat die Kaltluftschicht größere Mächtigkeit; der Beginn der Nebelbildung setzt daher in größerer Höhe ein; ob es zu Nebel auch am Boden kommt, hängt von der Stärke der Turbulenz ab, also von der Geschwindigkeit der Oberströmung und von der Mächtigkeit und Feuchtigkeit der Kaltluft. Parallel dem Wachstum der Wolkendekke nach unten wird ein solches nach oben gehen, das ungefähr soweit reicht, wie die Nordwestströmung durch die Kaltluft angehoben wird. Maßgebend für die Bildung der Hochnebeldecke ist also der Kaltluftkeil, der sich vor dem Bergland bildet; wo der Gebirgswall fehlt, wie bei

Plantlünne-Nordhorn und am Einschnitt des Elbetales,dort kann sich kein Kaltluftkeil mehr bilden, damit fehlt auch die Voraussetzung der Hochnebelbildung. Die Ausdehnung des Nebelgebietes und sein Zusammenhang mit der Nordwestströmung wäre damit erklärt. Es bleibt noch die Tatsache des regelmäßigen Auftretens um 3 Uhr morgens zu begründen. In Abbildung 214 tritt ein zweites Maximum auf, gegen 5 Uhr morgens, das offenbar mit dem Sonnenaufgang und der damit verstärkten Turbulenz zusammenhängt. Für das Hauptmaximum der Hochnebelbildung in Hannover um 3 Uhr sind andere Gründe zu suchen. Damit es zu Hochnebelbildung kommt, muß die Strömung eine bestimmte "kritische", Geschwindigkeit haben, nach dem mittleren Höhenwind scheint diese um 9 m/sec zu liegen.Dabei ist diese kritische Geschwindigkeit wohl ziemlich variabel, da sie ja noch von sehr verschiedenen anderen Faktoren abhängt. Ist die Geschwindigkeit also zu gering, so kann die Nordseeluft nicht bis zum Mittelgebirge vordringen, solange die nächtliche Ausstrahlung den Kaltluftkeil erhält. Ist andererseits die Nordwestströmung zu stark, so verhindert sie überhaupt die Ausbildung einer Kaltluftschicht und führt höchstens zu Bodennebel, da die Voraussetzung des Aufgleitens fehlt.

Die Zustandskurve der Temperatur müßte danach zwei für die Erscheinung bedeutsame Inversionen aufweisen;eine untere Strahlungsinversion, welche die Kaltluftschicht von der darüberfließenden Nordwestströmung maritimer Herkunft trennt, und eine weitere, die den Übergang der angehobenen zur ungestörten Nordwestströmung gezeichnet. Die erste Inversion wird im Norden eine tiefere Lage haben als am Rande des Berglandes.

F. Die Prognose der Hochnebeleinbrüche.

Eine Prognose der Hochnebeleinbrüche in Hannover, wird stets nur die Möglichkeit der Hochnebelbildung betonen können. Es wird kaum möglich sein, die Prognose so

zu stellen "es tritt heute nacht gegen 3 Uhr Hochnebel ein". Die Prognose wird stets nur in der Form erfolgen können "es besteht starke Gefahr rascher Hochnebelbildung". Das ist nach dem, was oben über die Ursachen gesagt wurde, auch klar. Welche Anhaltspunkte haben wir nun für die Prognose ? Als wesentlich bleibt nur der Wind. Weht NW etwa von 9 m/sec in 500 m und höher über einer schwachen Unterströmung, so besteht stets die Gefahr des Hochnebeleinbruches. Die Gefahr ist umso größer, wenn gleichzeitig hohe Feuchtigkeit am Boden beobachtet wird. Vermindert wird die Gefahr, wenn stärkeres Absinken besteht. Anzeichen hierfür sind geringe Feuchtigkeit (unter 80% um 23 Uhr) und erhebliche Windabnahme oberhalb 800 m. Da die Hochnebelbildung von N nach S fortschreitet, ist den Beobachtungen in Munsterlager besondere Aufmerksamkeit zu schenken. In Fällen, in denen der Kaltluftkeil nur geringe Mächtigkeit hat, kann es natürlich zu Hochnebelbildung in Hannover kommen, ohne daß solcher vorher über der Heide auftrat.

Nr. 8: Dr. K. K e i l
Ein Vergleich der Höhenwindverhältnisse von Berlin, Croydon und Prag.

Nr. 9: Dr. H. S t e i n h ä u s e r
Zur Frage der Bearbeitung von Höhenwindmessungen im Flugwetterdienst.

Nr.10: Dr. K. K e i l
Die Windverhältnisse in der Höhe über Deutschland im August 1932.
(Erster Monat des Internationalen Polarjahres 1932/33.)

Nr.11: Dr. K. S c h r e i b e r
Besprechung und flugmeteorologische Bemèrkungen zu "G.Schinze. Praktische Wetteranalyse." *)

Die seit Jahren bei vielen wissenschaftlichen Instituten bezw. Wetterdienststellen mit Erfolg verwende -

ten, wenn auch heiß umstrittenen Arbeitsmethoden der Bergener Schule - also die luftmassenmäßige Analyse der täglichen Wetterkarte - hatten ein Stadium erreicht,das dem Abschluß einer Entwicklungsepoche gleichkommt.

Ausgehend vom Strömungsfeld, dessen Diskontiunitäten und Singularitäten, führten die wertvollen Untersuchungen der Bergener Schule unter Führung von J.Bjerknes, H. Solberg, E. Calwagen und T. Bergeron schließlich zur physikalischen Hydronamik der Atmosphäre (Lit. 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12 und 13)**). Während Bergeron durch seine Dreidimensionalverknüpfende Wetteranalyse (4) und seine Ausführungen über die "Dynamische Klimatologie" (5) den Grundstein der modernen und rein physikalischen Synoptik legte, hat Schinze in seiner kürzlich erschienenen Arbeit "Die praktische Wetteranalyse" für den praktischen Wetteranalytiker ein Kommentar geschaffen, das diesem die gesamte Terminologie der neuzeitlichen Wetteranalyse wesentlich erleichtern wird.

Gerade die Flugmeteorologie, die ohne luftmassenmäßige Arbeitsweise wohl kaum noch existieren kann, wird diese Veröffentlichung mit besonderem Dank begrüßt haben, wenn auch manche, gerade diese jüngste Wissenschaft interessierenden Fragen mit Rücksicht auf die mehr großzügig eingestellte Arbeit Schinzes zu kurz gekommen sind, worauf noch näher eingegangen werden soll.

Das Studium der praktischen Wetteranalyse zeigt deutlich, daß hier eine Arbeit geschaffen wurde, die auf Grund von Erfahrungen klar zur Darstellung gelangt ist.

Eingeleitet durch die Worte: "Die Grundlage der Analyse von Wetterkarten im Sinne der Bergener Schule bildet die Untersuchung verschiedener Luftmassen sowie

---

*) Aus dem Archiv der Seewarte,Bd.52,Nr.1. 1932.

**) Die hier und im folgenden gegebenen Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis der genannten Arbeit G. Schinzes.

die Bestimmung ihrer Ortsverlagerung und ihres zukünftigen Zustandes", gibt Schinze im Kapitel I "Luftmassen und Fronten", das Einteilungsprinzip der troposphäri - schen Luftmassen und dann an Hand einer klaren Übersicht die wichtigsten Merkmale der troposphärischen Hauptmas - sen. Besonders bemerkenswert ist die getrennte Betrach - tung der meteorologischen Einzelfelder in ihrem Zustand bei der Herrschaft der betreffenden Luftmasse selbst.

Wenn auch die Erfahrung der Praxis, daß die Fron - ten in der Intensität und der Form ihres Auftretens nennenswerte Unterschiede zeigen, bekannt ist, ist doch der Begriff "dynamisch wichtige" und "dynamisch belanglose" Fronten neu. Es mag bei der Beurteilung der Großwetterlage wohl dieser Unterschied rein prognostisch, mehr aber "witterungswirkend" von Bedeutung sein, doch sind es in der Flugmeteorologie wohl sehr häufig die "dyna - misch belanglosen" Fronten, die, beeinflußt durch oro - graphische Verhältnisse, in der Streckenführung von einschneidender Bedeutung sind. Dies trifft z.B. zu für die mPW (S.12), die bei der Gegeneinanderführung mit einer mPK gerade in der Übergangsjahreszeit sehr häufig emp - findliche Flugstörungen verursacht. Erstrecken sich zwar Störungen dieser Art nicht gerade auf große Flä - chen, so muß doch der auf mikrometeorologische Feinhei - ten eingestellte Flugmeteorologe diese Phänomene mehr beachten, als der Meteorologe der Großwetterlage.

Besonders in flugmeteorologischer Hinsicht muß die auf Seite 17 unter Punkt 5 gemachte Bemerkung noch dahingehend ergänzt werden, daß die Fälle, die eine Ausnahme des Temperaturgefälles darstellen, also bei Ver - tauschung der Jahreszeiten, die bilden, bei denen die schwierigsten Wetterlagen einmal rein mikroprognostisch, dann aber auch "wetterwirkend" aufzutreten pflegen.

In dem Unterabschnitt IB "Orographie und Fronten - entstehung" behandelt Schinze eine Frage, die gerade bei der starken Betonung des Blindfluges von ausschlaggeben-

der Bedeutung ist und der schon in mannigfaltiger Rich - tung gerade in unseren Erfahrungsberichten in Spezialuntersuchungen Rechnung getragen wurde. Der Flugmeteorologe würde es daher sehr begrüßen, wenn gerade in dieser Frage die Ausführungen auf Seite 23 ff eine Erweiterung erfahren würden. Denn es trifft für den Flugmeteorologen absolut nicht zu, daß es "bei geringer Mächtigkeit der durch die Topographie beeinflußten Massen zur Entstehung von unerheblichen Scheinfronten bezw. dynamisch belang - losen Fronten kommt", sondern es liegt hier im Gegenteil oft genug der Fall vor, wie schon oben erwähnt, daß die Durchführung eines Fluges von der Auswirkung dieser Scheinfronten abhängt. Umso bedeutungsvoller erscheint daher für die Flugmeteorologie die Bemerkung Schinzes: "Bei relativ wenig bewegten Massen wird es daher mit der Zeit aus diesen topographischen bezw. orographischen Gründen zur Ausbildung einer Frontalzone und mit Hilfe eines Deformationsfeldes unter Umständen auch zur Bil - dung dynamisch wichtiger Fronten kommen können". Der Schlüsselpunkt dieses für die Flugwetterkunde so ent - scheidenden Fragenkomplexes liegt aber in der Beantwortung einer neuen Frage: "Wann wird eine dynamisch wich - tige Front zu einer dynamisch belanglosen und umgekehrt?" Gerade in dieser Frage liegt ein Neuland, das bei der Dichte des synoptischen Netzes der Flugwetterkarten wohl zu erschließen wäre. Die Lösung ist aber an ein aerolo - gisches Problem gebunden, wozu die vorhandenen Daten der freien Atmosphäre nicht ausreichen können. Ausschlagge - bend dabei ist nicht zuletzt die Orographie selbst. Mit gleichem Gewicht dürften schließlich noch "die beschleunigten und verzögerten Kalt- und Warmfronten" zu bewer - ten sein, die für die Wetter- und Flugwetterkunde von gleich hoher Bedeutung sind. Es gelingt hier dem Verfasser, interessante Merkmale gerade für die verzögerten Fronten klar zu unterscheiden.

Nicht unwichtig für den Analytiker sind die auf

Seite 25/26 gegebenen "Frontenregeln", in denen jeder Punkt für sich für den bereits Erfahrenen fast zu einem physikalischen Gesetz wird.

In Kapitel II behandelt Schinze "Die Verwertung der aerologischen Aufstiege und Bergstationen". Die außerordentliche Vermehrung der Aufstiegsstellen in Deutschland im Rahmen des Flugwetterdienstes, gestattet eine synoptische Aerologie, die in den Schinzeschen "Typ-Homologen" ihren Ausdruck findet.

In voller Würdigung der Bedeutung der Verwendung der äquivalentpotentiellen Temperaturen (Θ'), die mit dem Temperaturgradienten γ und der relativen Feuchte R die Typhomologen der homogenen Luftmassen ergeben, hat die deutsche Aerologie die Spezifische Feuchte, die bekanntlich mit den Θ' - Werten in enger Beziehung steht, als täglich zu meldendes Einzelelement mit aufgenommen. Es wäre fast ratsam, die Ergebnisse der Schinzeschen mühevollen Mittelbildung der Tabellen 3 und 5 auf einer Celluloidplatte als Deckplatte zum täglich verwendeten Adiabatenpapier festzuhalten, um so im praktischen Dienst der Aerologie die "Typ-Homologen" zur leichteren Luftmassenanalyse verwendet zu werden. Es würde hierbei die immerhin umständliche Berechnung der O' - Werte bequem wegfallen können, was im Interesse einer rascheren Arbeitsweise nur zu begrüßen wäre. Ähnliches gilt für Tabelle 8 und 9. Natürlich müßten diese Ergebnisse unter Zugrundelegung einer mittleren Druckhöhenkurve auf das Stüvesche Adiabatenpapier transformiert werden.

Als ein Nachteil der figürlichen Darstellung Schinzes muß empfunden werden, daß Schinze in den "Typthetagrammen" die relative Feuchte nicht aufnahm. Wenn diese auch in gewisser Beziehung in den O' - Werten verankert liegt, erleichtert doch die Wiederholung der R - Werte zweifellos die Übersicht, wenn man noch berücksichtigt, daß bei dem oft nur geringen Unterschied der γ -Werte die "Übergangsschichten" nur schwach ausge -

prägt sind, diese aber weit besser in dem Zustand der Feuchte zutage treten. Aber gerade der Flugmeteorologe legt Wert auf eine klare höhenmäßige Abgrenzung der Übergangsschichten, um über Schichtdicken bei Blindflügen Vorhersagen geben zu können.

Sehr bemerkenswert ist der Hinweis auf Seite 33, "daß eine Konstruktion der O' - Isothermen am Boden fast immer zu einer Fehlprognose der troposphärischen Haupt - massen führen muß, und wie außerordentlich wichtig daher eine Heranziehung und Verwertung der aerologischen Daten zur praktischen Analyse der M ist", da die T und R und damit die O' - Werte sehr stark durch die Unterlage be - einflußt werden.

In der sehr klaren Behandlung der Typ-Thetagramme (S.33 ff) erscheint zunächst die Scheidung in "aktive" und "inaktive" (absinkende) Massen sehr wesentlich. Vor allem aber liegt der Schwerpunkt in flugmeteorologischer Beziehung bei der "Schleifzone" und der "Vereisungslage". Gerade die Schleifzone, die meist eine quasistationäre, oft sogar eine verzögerte Front ist, -- und darin liegt m.E. der Kernpunkt, -- ist die im Flugwetterdienst be - rüchtigste Front, die aber leider nicht in allen Fällen als solche erkannt und behandelt wird. Schinze erwähnt nicht mit Unrecht: "Typisch für jede Schleifzone ist die vertikal auffallend mächtige Übergangszone". Neben den bekannten "Unarten" der Nebelbildung durch Mischung und Stau, schlechter Sicht, oftmals starker Böigkeit und abgedeckter Gebirge erschwert diese Schleifzone den Blindflug eben wegen der außergewöhnlichen Mächtigkeit der Übergangszone und damit der Mächtigkeit der Kondensati - onserscheinungen, in die dann in der Übergangsjahreszeit eine Vereisungszone eingestreut liegt.

Als wichtigstes Ergebnis des Studiums der "Verei - sungs-Thetagramme" dürfte wohl das gelten, daß sich bei Vereisungs - lagen um zwei übereinander liegende aktive homogene Massen handelt, wobei sich am Boden immer AL und

in mittlerer Höhe PL befindet. Doch ist damit noch nicht endgültig gesagt, daß nicht auch andereMomente verei - sungsbildend wirken, da auch bei anderen Lagen Vereisungen schon beim Rollen (Boley, Erf. Berichte des Deutschen Flugwetterdienstes 7. Folge Nr. 16) vorgekommen sind. Schinze hat aber zweifellos die Lagen "großangelegter Vereisung" in erster Linie im Auge. Meines Erachtens wird die Frage der Vereisung nicht nur luftmassenmäßig ihre Erklärung finden, sondern es greifen hierbei wahr - scheinlich auch chemische Fragen (Schmauß. Die Atmosphäre als Colloid) hinein, die sich auf die chemische Art der Kondensationskerne beziehen dürften, von denen vielleicht eine bisher noch unbekannte Art sublimationsbe - schleunigend wirken wird.

Nicht uninteressant sind die Vertikalschnitte, die gerade durch den Vergleich der 5 "Hauptvertikalschnitte" (S. 39 ff) besonders plastisch den Zustand der Atmosphäre wiedergeben. (Die auf Seite 40 genannte Abbildung 9 soll wohl Abbildung 8 sein !). Zum besseren Verständnis der Abbildung IV (Seite 41) wäre eine Erläuterung recht willkommen gewesen.

Ein besonders für jüngere Flugmeteorologen und für die der Luftmassenanalyse noch abgekehrten Meteorologen wichtigstes Kapitel ist das Kapitel III. Wenn man auch über die Reihenfolge des hier vorgeschlagenen Arbeits - ganges geteilter Meinung sein kann, so ist doch die klare Herausarbeitung grundsätzlicher Richtlinien außeror - dentlich beachtlich. Es wäre vielleicht zu diskutieren, ob nicht in Anlehnung an die"Flächensignatur" (Seite 42) die im deutschen Flugwetterdienst gültigen Richtlinien eine Erweiterung erfahren müßten. Zur Zeit werden z. B. die Niederschlagsgebiete, abgesehen von der Tonung,ohne Rücksicht auf die ww-Zahlen von 50 bis 70 angegeben.Ist doch gerade die Art des Niederschlages (z.B. 50 oder 60 oder gar 62 oder 63) für die Beurteilung der Flugwetterlage von Bedeutung schon mit Rücksicht auf die Trübung

der Sicht. Nicht minder wichtig ist auch die Betonung der Bedeutung der Höhenwinde (Seite 43), was gerade die Notwendigkeit der Beibehaltung des "Leitersystemes" der Höhenwinddarstellung in eklatanter Weise unterstreicht. Der Hinweis auf die Notwendigkeit einheitlicher Arbeitsmethoden und Darstellung in der Synoptik (Seite 43) sei nur nebenbei erwähnt, da diese im Flugwetterdienst schon länger anerkannt wurde.

Schließlich unterstreicht Schinze noch die Bedeutung der Bearbeitung des Isobarenfeldes und warnt vor der Methode des "Glättens" und der "Lockenwickel". Die Versuchung, diese unhaltbare Methode zu stark zu betonen, liegt bei unserem so dichten Netz sehr nahe und wird durch die leider stellenweise falschen Barometerstände nur noch in nachteiliger Weise begünstigt.Grundvoraussetzung für die Beseitigung dieser Fehlerquellen ist eine genaue Prüfung der Barometerhöhen der einzelnen Stationen und die Einführung einer einheitlichen Reduktionsmethode, z.B. nach den Anweisungen des Reichsamtes für Flugsicherung, Juli 1931.

Die in dem Unterabschnitt des Kapitel III gegebene Definition (Seite 44) des Unterschiedes zwischen einem Tief und einer Zyklone ist grundlegend für die Vermeidung von "Fehlkonstruktionen", ebenso wie die für eine "Zyklogenese" gültigen Regeln (Seite 45) zur Vermeidung von "Fehlprognosen".

In einem weiteren Kapitel IV behandelt Schinze in sehr eindringlicher Weise die "Großzügige Verteilung der Strömungsglieder", an der in erster Linie der Prognostiker der Großwetterlage beteiligt sein wird. Wertbringend sind diese Ausführungen aber auch für den Berater von Langstreckenflügen, die wir oft genug schon im deutschen Flugwetterdienst durchgeführt haben und noch durchführen werden.

In recht anschaulicher Weise werden schließlich in Kapitel V "Die Luftmassenanalyse und Wetterregeln" gegen-

übergestellt. Schinze geht aus von einer klaren Darle - gung der Druckfall- und steiggebiete und unterstreicht damit in augenscheinlicher Weise, daß auf die Beurtei - lung d. Isallobaren nie und nimmer verzichtet werden darf, wie das merkwürdigerweise mancherorts noch geschieht. In der darauffolgenden Auseinandersetzung mit allen Erfahrungstatsachen und Regeln führt Schinze lückenlos den Beweis, daß die in früherer Zeit zu starke Betonung der Luftdruckanalyse in eleganter Form durch die völlig konkrete Luftmassenanalyse ersetzt werden kann. Damit fällt auch der der Bergener Schule noch zuweilen gemachte Vorwurf, daß sie die Erfahrungstatsachen und Regeln der alten Schule (Peppler, Wetter 1928) nicht achtet. Sie erscheinen im Gegenteil fast ausnahmslos, nur in einem streng gegliederten thermischen und dynamischen Sy - stem.

Besonders klar versteht Schinze auf Seite 55 ff die Skagerrak-Zyklonen herauszuschälen. Ich glaube aber nach den gemachten Erfahrungen annehmen zu können, daß die Skagerrak-Zyklonen keine durchaus ortsgebundene Phänomene darstellen, daß vielmehr an anderen Orten ähnliche Bedingungen zur Zyklogenese, z.B. am Westausgange des Kanals, gegeben sind, was auch flugmeteorologisch nicht ohne Bedeutung sein dürfte, zumal wir Westdeutschen in erster Linie durch die Neubildungen oft genug "überrascht" werden.

Ebenso wichtig scheint mir, darauf hinzuweisen, daß abgesehen von den Zugstraßen (Seite 55) und deren Blockierung durch Gebirgsmassive großen Stiles, die Frontalzonen quasistationären Charakters der dynamisch wichtigen Fronten bezüglich der "Makrosynoptik" im großen Gegensatz zu ihrer Bedeutung bezüglich der "Mikro - synoptik" des Flugmeteorologen stehen. Denn wie schon vorher erwähnt wurde, wirkt die Blockade des Gebirgs - massives jeglicher Höhen- und Flächenerstreckung in mannigfaltiger Weise auf die dynamisch wichtigen wie

auf die dynamisch belanglosen Fronten je nach Zustand der meteorologischen Elemente, insonderheit der Temperatur und der Feuchte, was in diesem Zusammenhange noch - mals betont werden soll.

Im Kapitel VI behandelt Schinze zum Schluß noch kurz das Material. Ich möchte diese Ausführungen nach Erfahrungen dahingehend ergänzen, daß gerade bei der Feinheit, mit der der moderne Meteorologe an die Analy - se herangeht, die "Gleichzeitigkeit" der Beobachtungen noch viel stärker unterstrichen werden muß, als das zu - weilen geschieht, sofern natürlich funktechnische oder andere Gründe nichts anderes vorschreiben. Da die Beobachtungen aber keinen Augenblickswert, sondern neben der klimatologischen auch eine forschungswissenschaft - liche Bedeutung haben, ist auch der Ausbau der registrierenden Instrumente der Stationen ein Moment, dem viel mehr Bedeutung geschenkt werden muß. Wer öfters schon synoptisch gearbeitet hat und bei dieser Gelegenheit Registrierungen anderer Stationen bearbeiten mußte, wird sich des Eindruckes großer Verschiedenheiten in dem Zustand der einzelnen Registrierungen nicht erwehren können. Klarheit der Registrierungen bei genauer Angabe des Ortes, Datums, Zeitbeginnes und Endes der Registrierung und die Anbringung von regelmäßigen Zeitmarken sind Dinge, die bei lückenlosem Vorhandensein die Bearbeitung wesentlich erleichtern und die Synoptik bereichern.

Mit einem Schlagwortverzeichnis, was der wertvol - len Arbeit Schinzes noch einen enzyklopädischen Charak - ter gibt, und einem reichhaltigen Literaturverzeichnis schließt die Untersuchung, die im Anhang noch eine Reihe den Text ergänzende Abbildungen zeigt.

Das Studium der Arbeit Schinzes wird infolge ihrer klaren und erschöpfenden Darstellung sicher dazu beitragen, der Bergener Schule weitere Freunde zu gewinnen.

Nr.12: H. R u n g e

Auftreten der ersten Cumuli in Abhängigkeit

von Sonnenaufgang, Windrichtung und -stärke und Feuchtigkeit. Mit Abb. 221 - 225.

Die an das Reichsamt für Flugsicherung eingehende Wetterstatistik aller Flugwetterwarten, die halbstündliche Beobachtungen im sogenannten kleinen Schlüssel abgeben, sind für eine Bearbeitung des täglichen Ganges der Bewölkung von größtem Werte. Die seit dem 1.3.1931, z. T. auch schon früher eingeführten halbstündlichen Beobachtungen liefern auch ein sehr klares Bild über die Zeit des ersten Auftretens der Cumuli, obwohl nur die Beobachtungen der ersten drei Sommerhalbjahre zur Verfügung stehen. Es wurden nur Hochdruckwetterlagen (aufsteigender und absteigender Art einer Antizyklone) berücksichtigt, wenn es in den Morgenstunden wolkenlos oder mindestens weniger als halbbedeckt mit mittelhohen oder hohen Wolken (C_m und C_h) war. Für die Bearbeitung wurden die Beobachtungen der Stationen Berlin, Frankfurt/Main, Hamburg, Königsberg und München verwendet, so daß gleichzeitig die Ergebnisse der täglichen Flugzeugaufstiege zur Verfügung stehen. Falls Berliner Aufstiege fehlten, besonders in den Jahren 1931 und 1932, wurden die Ergebnisse der Lindenberger Drachenaufstiege benutzt. Für die Frankfurter Beobachtungen kamen die aerologischen Berichte der Aufstiegsstelle Darmstadt in Betracht. Für diese fünf Stationen wurde der tägliche Sonnenaufgang berechnet und aus den Aufstiegen die mittlere Feuchtigkeit bis 2000 m über Grund entnommen. (Mittel der spezifischen Feuchte am Boden, 500 m, 1000 m, 1500 m und 2000 m über Meeresspiegel). Als Zeitpunkt des Auftretens der ersten CU wurde das Mittel aus der Zeit, wo die ersten Cu notiert wurden und dem nächst früheren Termin, an dem noch keine Cu vorhanden waren, angenommen. Da Königsberg nur stündliche Meldungen abgibt und das Auftreten der ersten Cu auf etwa 1/4 bis höchstens 1/2 Stunde genau angegeben werden soll, so wurde bei Vorhandensein von mehr als 2/10 Cu zu der vollen Stunde

angenommen, daß auch schon 1/2 Stunde früher die Cu-Bildung eingesetzt hat.

Die Beobachtungen ergaben, daß für das frühere oder spätere Auftreten der Cu die Feuchtigkeit allein nicht maßgebend war; zuweilen bildeten sich die Cu bei ziemlich hoher Feuchte erst 6 bis 8 Stunden nach Sonnenaufgang. Es erscheint auch plausibel, daß sich bei Windstille oder sehr schwacher Luftbewegung die Cu infolge des ungehinderten Aufsteigens der Konvektionsströme viel früher bilden können, als wenn größere Windgeschwindigkeiten die Erwärmung der unteren Schichten durch Insolation verhindern. Aus diesem Grunde wurden auch die Windstärken notiert, und zwar wurde für jede Beaufortskala-Einheit 3 von der Feuchtigkeit abgezogen.(Für Windstärke 1 also 3, für 2 6, für 3 9, für Windstille 0). Windstärken über 4 bis 5 kamen auf den Vorder- oder Rückseiten der Hochdruckgebiete, in denen noch heiteres Wetter herrschen mußte, selten vor.

Von der Wiedergabe der über 400 Notierungen muß abgesehen werden, es soll nur ein Beispiel für die Bearbeitung der Beobachtungen angegeben werden.

Datum	Auftreten der 1. Cu	Feuchte	Vorhandensein von C_m und C_h	Tend.
27.7.	$8^{30} - 9^{00}$	1) 82 3) 68 2) 67 4) 69 5) 78	Acu, Ast, Ci 2-3/10	steigend

Anzahl d. Stunden	Druck	Wind	mittlere Feuchte	Feuchte und Wind
4	1023.0	SSW2	73 %	67

Verwendet wurden die Monate Mai bis September der Jahre 1931 - 1933.

Eine Auszählung der gefundenen Werte nach halben Stunden und nach 3 Barometercharakteristiken:

1.) steigend (Vorderseite),

2.) unregelmäßig bezw. gleichbleibend (Zentrum) und 3.) fallend (Rückseite der Antizyklone) ergibt folgende Verteilung:

in %

	Vorderseite	Zentrum	Rückseite	Vorderseite	Zentrum	Rückseite
1 - 1 1/2	-	2	-	-	-	-
↗1 1/2 - 2	-	2	-	-	-	-
↗2 - 2 1/2	9	1	2	75	8	17
↗2 1/2 - 3	4	2	-	66 2/3	33 1/3	0
↗3 - 3 1/2	9	2	3	66	12	22
↗3 1/2 - 4	16	7	2	64	28	8
↗4 - 4 1/2	21	6	4	68	20	12
↗4 1/2 - 5	14	18	7	36	46	18
↗5 - 5 1/2	10	12	15	27	33	40
↗5 1/2 - 6	5	8	14	18	30	52
↗6 - 6 1/2	4	7	18	14	28	58
↗6 1/2 - 7	1	6	22	3 1/2	20 1/2	76
↗7 - 8	2	2	17	9 1/2	9 1/2	81
↗8	3	8	17	11	28	61
∞ *)	1	7	20	3 1/2	25	71 1/2

Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, daß auf den Vorderseiten der Antizyklonen (bei steigendem Luftdruck) die Cu früher auftreten (etwa 2 bis 4 1/2 Stunden nach Sonnenaufgang) als auf den Antizyklonenrückseiten (fallender Luftdruck), wo sich die Cu erst nach mehr als 6 Stunden nach Sonnenaufgang bilden.

---

*) ∞ = Zeichen für Ausbleiben der Cu-Bildung im Verlauf des ganzen Tages.

In den Abbildungen 221 bis 225 ist für jede Windrichtung die mittlere Auftrittszeit der Cu nach Sonnenaufgang (1 Stunde = 1/2 cm) graphisch aufgetragen. Bei der Stundenmittlung wurde bei Ausbleiben der Cu-Bildung der Wert 13 angenommen. Die in den Abbildungen 221, 223 und 225 gestrichelten Linien sind ungenaue Werte, da die bei selten vorkommenden Windrichtungen notierten Auftrittszeiten kein sicheres Stundenmittel ergeben. So fehlen in München von 92 Notierungen der S und SSE ganz, in Hamburg der NNE und WNW und in Frankfurt/Main der WSW, WNW und NNW. Das Fehlen der Nebenrichtungen WSW, WNW usw. ist vielleicht darauf zurückzuführen, daß bei kleinen Schwankungen zwischen Neben- und Hauptwindrichtungen die Hauptrichtungen vom Beobachter bevorzugt werden. Auffällig aber ist das Fehlen des S und SSE in München, das wohl auf den Einfluß der Alpen zurückzuführen ist.

Mittlere Auftrittszeit der Cu nach Windrichtungen.

Windrichtung	Berlin	Frankfurt/M	Hamburg	Königsberg	München
still	4.2	3.5	-	-	-
NNE	6.2	5.2	-	6.0	8.5
NE	6.8	6.0	4.6	6.9	5.3
ENE	8.7	4.9	6.5	5.1	7.4
E	5.7	7.3	5.7	7.6	8.2
ESE	9.0	8.6	8.0	7.0	7.8
SE	8.6	6.5	8.0	6.1	4.4
SSE	8.4	6.0	7.1	6.5	-
S	6.1	7.9	4.5	5.9	-
SSW	6.0	5.2	5.2	2.5	7.0
SW	7.4	5.0	6.2	5.8	6.4
WSW	6.6	-	6.3	6.2	5.5
W	3.8	5.5	7.2	4.5	6.5
WNW	4.9	-	-	3.3	5.5
NW	5.7	4.8	3.7	4.5	4.2

Windrichtung	Berlin	Frankfurt/M	Hamburg	Königsberg	München
NNW	5.9	-	4.5	4.4	5.1
N	6.0	5.3	3.0	5.0	8.0

Aus den Abbildungen und der Tabelle ist ersichtlich, daß die Cu am spätesten bei SE- bis NNE-Winden und am frühesten bei W- bis N-Winden auftreten, d.h., daß in den von W nach E wandernden Antizyklonen die Cu auf deren Vorderseiten viel früher entstehen als auf den Rückseiten.- Mit einiger Sicherheit läßt sich in Hamburg und Königsberg der Einfluß der Land- und Seewinde auf die Cu-Bildung feststellen. In Hamburg treten bei NW- und NE-Winden die Cu viel früher auf als bei Landwinden, desgleichen in Königsberg bei SSW- bis NNW-Winden.

Diese Methode (mittlere Feuchtigkeit vom Boden bis 2000 m über Grund unter Berücksichtigung der Windstärke) läßt natürlich keine sichere Vorhersage über das Auftreten der ersten Cu zu. Da die Auswertung der Höhenaufstiege frühestens um 9 Uhr beendet ist, so interessiert nur noch, ob nach 9 Uhr noch Cu zu erwarten sind oder nicht, das wären z.B. für Frankfurt/Main Ende September 3 Stunden, Mitte Juni 5 Stunden, für Königsberg Ende September 3 1/2 Stunden und Mitte Juni etwa 6 Stunden nach Sonnenaufgang.

Der Segelflieger ist aber allgemein daran interessiert, ob im Verlauf des Tages noch Cu zu erwarten sind oder nicht. Werden täglich die Feuchtigkeiten und die Differenzen gegen den Vortag notiert, und berücksichtigt man die Windrichtung und -stärke, ferner die Tendenz, so ist die Treffsicherheit der Prognose schon sehr groß. Folgendes Beispiel: Eine sechstägige Hochdruckwetterlage (vom 25. bis 30.8.1933), zeigt ein von Tag zu Tag späteres Erscheinen der Cu, am 25. nach 3 3/4 am 27. nach 5 3/4 Stunden, am 28. fehlten die Cu ganz, am 30. traten sie 5 1/4 Stunden nach Sonnenaufgang wieder auf.

Datum	Auftreten der 1. Cu	Feuchten					C_m und C_h	Tend.
25.8.	$8^{30} - 9^{00}$	89	75	68	70	68	-	steig.
26.8	$10^{00} - 10^{30}$	92	60	50	66	65	-	unregl.
27.8	$11^{00} - 11^{30}$	94	55	55	55	50	-	st.
28.8	-	75	50	46	43	36	-	unregl.
29.8.	-	70	50	45	36	36	Ci, Cist 2-5/10	fa.
30.8.	$10^{30} - 11^{00}$	85	60	53	53	55	Cist 3/10	unregl.

Stunden nach Sonnenaufgang	Druck	Wind	mittlere Feuchte	Feuchte und Wind
3 1/4	1022.4	SE1	76 %	73
4 3/4	1023.7	SE1	67 %	64
5 3/4	1025.3	ENE2	62 %	56
	1027.0	ESE3	50 %	41
	1021.9	E3	48 %	39
5 1/4	1017.5	ESE2	61 %	55

Das immer spätere Auftreten der Cu nach dem 25., besonders aber das Fehlen am 28. und 29.8. und das Wiederauftreten am 30. ließ sich sehr leicht erfassen. Die Feuchtigkeit ging vom 25. bis 27. allmählich, am 28. ziemlich stark zurück, und am 30. setzte eine stärkere Feuchte - zunahme ein, die wieder zu Cu-Bildung führte.

Nr.13: Dr. Karl K e i l
Die Windverhältnisse in der Höhe über Deutschland im September 1932.
(Zweiter Monat des Internationalen Polar - jahres 1932/33.)

Nr.14: E g e r s d ö r f e r (Vorwort)
Synoptisch-Aerologische Studien der Flug - wetterwarte Hannover.

I. Curt B e n d e r
Die Diagnose der Bodenkarte vom 27.Oktober

1933.

II. Hellmut B e r g

Der Zustand der freien Atmosphäre am 27.Ok - tober 1933. Mit Abb. 226 - 245.

V o r w o r t

Die Hauptaufgabe des Flugwetterdienstes besteht in der Sicherung des Luftverkehrs. In den letzten Jahren hat sich, dank vieler technischer Fortschritte, ein Um - bruch in den Methoden vollzogen, nach denen sich die Flugsicherung früher abspielte. Mit weitschauendem Blick wurde in Deutschland ein aerologisches Beobachtungsnetz geschaffen, das an Leistungsfähigkeit nirgends in der Welt übertroffen wird. Für den Flugwetterdienst ergibt sich die Aufgabe, die Ergebnisse dieses Netzes bis auf's äußerste auszunutzen und für die Flugsicherung fruchtbar zu machen.

Die Flugwetterwarte Hannover hat einen aerologi - schen Sonderdienst eingerichtet, dessen Aufgabe es ist, eine möglichst eingehende Diagnose der freien Atmosphäre zu liefern. In Verbindung mit der Diagnose der Öffentli-chen Wetterdienststelle Hannover, die mit der Flugwet - terwarte räumlich vereinigt ist, und den Ergebnissen der Flugwetterkarten, die eine zeitlich lückenlose Fortfüh - rung der Diagnose ermöglichen, ergibt sich ein Bild der Gesamtwetterlage von außerordentlicher Eindringlichkeit. Die Flugwetterwarte Hannover beabsichtigt, in zwangloser Folge Erfahrungsberichte zu veröffentlichen, in denen an Sonderfällen besondere Wetterlagen im Hinblick auf das aerologische Geschehen der unteren Troposphäre erörtert, und andererseits neue Methoden in der Erfassung einzel - ner aerologischer Elemente zur Diskussion gestellt wer - den sollen.

Nachstehender Erfahrungsbericht ist der erste die-ser Folge; er soll das Zusammenwirken von Boden- und Hö-hendiagnose im praktischen Dienst aufzeigen. Gleichzei - tig gibt er Aufschluß über Schnittverfahren und Topogra-

phie der Hauptisobaren.

Egersdörfer.

I. Die Diagnose der Bodenkarte vom 27. Oktober 1933

von Curt Bender, Hannover.

Die Großwetterlage am 27. Oktober 1933 zeigt einige Besonderheiten, die es wert erscheinen lassen, sich mit ihrer Diagnose näher zu befassen. Es handelt sich um eine ausgesprochene Tiefdruckwetterlage. Über dem Nordmeer und über der Nordsee liegt ein System tiefen Drukkes. Der südliche Kern dieses Systemes bestimmt weitgehend die Witterung Mitteleuropas. Er weist 990 mbar auf. (Abbildung 226) Ungewöhnlich ist das kräftige Druckfallgebiet auf seiner Westseite, (Abbildung 227) obwohl der Witterungscharakter dort mit Regen- und Schneeschauern sowie gebrochener Bewölkung ausgesprochenem Rückseitenwetter entspricht. Der Kern dieses Druckfallgebietes ist von den Faröern über die Shetlands und Schottland südwärts nach Westengland gewandert. Von dort nimmt das Druckfallgebiet in der Folgezeit, losgelöst von dem Tiefdruckwirbel, seinen Weg weiter südwärts über Westeuropa nach dem Mittelmeer. (Abbildung 228) Über dem Mittelmeer kräftigt es ein italienisches Resonanztief und zieht mit diesem weiter auf der Vb-Straße. Diesem ersten, kräftigen Druckwellental folgt mit der vorstoßenden arktischen Kaltluft, die am 27. um 8 Uhr bis zur Linie Tynemouth - Blacksod gelangt ist, ein Druckwellenberg, dem seinerseits wieder ein Fallgebiet folgt. So wird der Druckfall nur vorübergehend gemildert. Im Laufe des 27. kräftigt sich das Nordseetief zum Sturmwirbel. (Abbildung 229)Die Kaltluft, die es umgibt, ist aber verschiedener Herkunft, auf der Westseite arktischen Ursprungs und auf der Ost- und Nordseite kontinentalen Charakters. An einer Luftmassengrenze, die sich von dem Tiefkern in südöstlicher Richtung bis zum Schwarzen Meer erstreckt, kommt es zu

verbreiteten Regenfällen. Im zweiten Teil dieses Aufsatzes wird mit der Behandlung des aerologischen Materials hierauf noch näher eingegangen.

Wesentlich ist bei der Wetterlage das Vordringen des außerordentlichen kräftigen Druckfallgebietes auf der Westseite des Tiefs, ein Vorgang, der sich an Hand der Bodenkarte nicht auf den Einfluß von vorstoßender Warmluft zurückführen läßt. Wohl ist im Aufstieg von Duxford festzustellen, daß es bis 3000 m Höhe dort wärmer ist als beispielsweise in Hamburg, doch ist der Betrag von 1 bis 2 Grad kaum als ausreichend für einen solchen Druckfall anzusehen. Das vorliegende aerologische Material beschränkt sich leider auf den verhältnismäßig kleinen Raum über Deutschland. Über die eigentliche Ursache des starken Druckfalles sind sichere Begründungen somit nicht vorhanden. Als ein deus ex machina bleibt also letzten Endes wieder nur primärer Druckfall. Dies ist meines Erachtens die einzig mögliche Erklärung, so unbefriedigend es auch ist, Vorgänge, die man nicht ohne weiteres erfassen kann, mit der Steuerung durch die Stratosphäre zu begründen.

Daß aber die aerologischen Messungen des Tages wenigstens für das verhältnismäßig kleine Gebiet über Deutschland in der Diagnose der dort wetterwirksamen Luftmassen ein gutes Stück weiter helfen, soll die Bearbeitung des zweiten Teils darlegen.

II. Der Zustand der freien Atmosphäre am 27.Oktober 1933

von Hellmut Berg,Hannover.

Eine Verwertung des durch die aerologischen Aufstiege täglich anfallenden Materials im Sinne einer synoptischen Aerologie bedeutet eine Darstellung der durch die Aufstiege gelieferten Zustandsgrößen Druck, Temperatur, Feuchtigkeit und Wind oder anderer von diesen abgeleiteten Größen und deren zeitlicher Änderung

als Funktion der drei Raumkoordinaten x, y, z; also, wenn s eine der Zustandsgrößen ist:

$$s = s\ (x,y,z) \qquad (1)$$

Die Meßpunkte sind heute über Deutschland schon so zahlreich, daß eine solche Darstellung in vielen Fällen willkürfrei möglich ist. Nun kann selbst in Isoplethendarstellung nur eine Größe als Funktion zweier Koordinaten wiedergegeben werden; infolgedessen muß die dritte Variable konstant gehalten und für eine Reihe von Werten der Konstanten die Abhängigkeit von den beiden übrigen Veränderlichen untersucht werden. Halten wir z konstant, so ergeben sich Schaubilder der Form

$$s_z = s_z\ (x,y) \qquad (2)$$

Dabei soll der Index die konstant gehaltene Veränderliche andeuten. Dieser Art der Darstellung entsprechen Horizontalschnitte in verschiedenen Höhen. Hält man eine der anderen Variablen konstant, so ergibt sich

$$s_x = s_x\ (y,z) \quad \text{und} \quad s_y = s_y\ (x,z) \qquad (3)$$

Das sind Vertikalschnitte längs der festgehaltenen Werte x bezw. y. Statt der Darstellung (2) können wir auch die inverse Funktion wiedergeben, also

$$z_s = z_s\ (x,y) \qquad (4)$$

Dem entspricht die Darstellung des Druckfeldes durch Höhen bestimmter Hauptisobarenflächen.

Damit sind die Zustandsgrößen s und evtl. ihre zeitlichen Änderungen vollständig als Funktion der Raumkoordinaten bestimmt.

Einige dieser Möglichkeiten, die in dem vorliegenden Falle besonders interessante Einblicke gewähren, sollen im folgenden wiedergegeben werden. Der Hauptwert ist auf die Abbildungen gelegt, denen gegenüber die Beschreibung zurücktreten soll.

Das Temperaturfeld ist durch zwei Vertikalschnitte nämlich einen Nord-Süd-Schnitt (mit den Aufstiegen der Stationen Hamburg, Darmstadt, München und Friedrichshafen und einigen Bergstationen) und einen West-Ost-Schnitt

(mit den Aufstiegen Duxford, Hamburg, Berlin, Lindenberg und Königsberg) bestimmt (Abbildung 232 und 233). Der Nord-Süd-Schnitt sagt nichts besonderes aus. Über Süd - skandinavien (Svandalsflona) liegen die Temperaturen tiefer als in gleicher Höhe über Deutschland, und auch die äquivalent-potentiellen Temperaturen deuten dort einen Kaltluftblock an. Große Unterschiede zeigt dagegen das Temperaturfeld im West-Ost-Schnitt. Während sich von Duxford bis Hamburg die Temperaturen nur wenig ändern, und zwar in dem Sinne, daß Hamburg allgemein etwas kälter ist, steigen in dem Raum zwischen Lindenberg und Königsberg die Temperaturen erheblich an. Beispielsweise liegt die 0-Grad-Isotherme in Lindenberg in 800 m und steigt bis Königsberg auf etwa 2000 m an. Man kann sagen, daß in größeren Höhen eine bestimmte Isotherme in Ostdeutschland rund 1000 - 1200 m höher liegt als über Lindenberg.

Die Feuchtigkeit ist in den äquivalent-potentiellen Temperaturen berücksichtigt. Damit treten die Luftmassengrenzen an diesem Tage deutlich hervor. Fassen wir die Isotherme von 20 Grad äquivalent-potentiell als Grenze einer kälteren Luftmasse auf, so kommen wir zu der Vorstellung, daß über dem Alpenvorland eine kältere Luftmasse liegt, die aber bereits zusammensinkt. Denn sie tritt in den Temperaturen selbst nicht hervor,wohl aber in den äquivalent-potentiellen Temperaturen. Infolgedessen sind die niedrigen äquivalent-potentiellen Temperaturen wesentlich durch geringen Feuchtigkeitsgehalt bedingt. Im West-Ost-Schnitt hat diese Luftmasse ihre größte Mächtigkeit über Lindenberg. Sie keilt nach Königsberg hin rasch, nach Westen hin sehr flach aus. Mit großem Gradienten der äquivalent-potentiellen Tem - peratur legt sich in Königsberg in etwa 2000 m eine wärmere Masse darüber, in der die äquivalent-potentiellen Temperaturen bis 35 Grad ansteigen. Ein Blick auf die Strömungskarte dieses Tages (Abbildung 234; hier sind

Horizontalschnitte in verschiedenen Höhen die gegebene Art der Darstellung) zeigt, daß die Kaltluftmasse mit einer kräftigen westlichen, die über Königsberg liegende Luft mit einer südlichen Strömung zu verbinden ist. Oberhalb 3000 m ist das Höhenwindmaterial spärlich. Wir werden sehen, wie hier die Darstellung des Druckfeldes einen Ersatz bildet. Der Kaltluftblock in Abbildung 233 läßt anschaulich die Vorstellung eines Schmidtschen Böenkopfes aufkommen. Wir sehen, wie die Strömungskarte dieser Vorstellung weitere Wahrscheinlichkeit verleiht. Auch dafür, daß die über Königsberg liegende Warmluft durch den vorstoßenden Kaltluftkeil in geringerem Maße angehoben wird, haben wir einen Anhaltspunkt. Die relative Feuchtigkeit nimmt von 2000 m bis 3700 m stetig zu.

Das Luftdruckfeld ist durch die Höhen der Hauptisobarenflächen in dyn. m wiedergegeben (Abbildungen 235 bis 240). Wie wenig die andere Art der Darstellung (Vertikalschnitte) für ein Studium des Druckfeldes geeignet ist, zeigt nebenbei Abbildung 243. Das Bemerkenswerte an den Abbildungen 235 bis 240 ist das außerordentliche Anwachsen des Gefälles mit der Höhe. Der Grund liegt in dem starken Temperaturunterschied zwischen Lindenberg - Berlin einerseits und Königsberg andererseits. Die Schichtdicken (relative Topographie) sind infolgedessen in Ostdeutschland wesentlich größer als in Süd- und Westdeutschland. Die Topographie bietet nun ein Mittel, die über 3000 m fehlenden Höhenwinde nach Richtung und Stärke zu ergänzen. Demnach muß über Ostdeutschland ein Südwind wehen, der an Stärke die kalte Westströmung ganz bedeutend übertrifft. Dies läßt andererseits für die Prognose den Schluß zu, daß der Kaltluftvorstoß sich gegen die warme Strömung nicht weiter vorarbeiten wird, sondern daß eher die warme Südströmung vorübergehend nach Westen an Raum gewinnen wird. Dies zeigt in der Tat die Analyse der Bodenkarten des 27. Oktober. Dies erweist weiterhin auch die Darstellung der Temperaturänderungen

im West-Ost-Schnitt vom 26. zum 27. und vom 27. zum 28. Oktober (Abbildung 241 und 242); während vom 26. zum 27. Erwärmung über Königsberg eingesetzt hat, ist die Tem - peratur über Berlin und Lindenberg erheblich gefallen. Vom 27. zum 28. ist jedoch über Königsberg die Tempera - tur wenig gefallen, dagegen im Westen stark gestiegen. Und wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir diesen Tempera - turanstieg auf Rechnung der nach Westen durchgedrungenen Warmluft setzen. Die Wärmewelle ist demnach von Osten nach Westen fortgeschritten.

Wir haben nocht versucht, die Größe der in dem Raum zwischen Duxford und Königsberg vorhandenen Zirkulationsbeschleunigung zu bestimmen. Ist p der Druck, v das spezifische Volumen, so ist die Zirkulationsbeschleunigung dZ/dt gegeben durch

$$dZ/dt = \oint vdp = N_{vp},$$

d.h. gleich der Anzahl der von einer geschlossenen Kurve umschlungenen p-v-Solenoide. Um dZ/dt zu bestimmen, hat man also in bestimmtem Maßstab Linien gleichen Drukkes und gleichen spezifischen Volumens in den Quer - schnitt zu zeichnen. Dies ist in Abbildung 243 gesche - hen. Das Bild ist wenig übersichtlich, und man ersieht aus dieser Darstellung, die im Maßstab 1 : 5 000000 bei einer 150-fachen Überhöhung gezeichnet ist, wie wenig sich die Neigung der Isobaren und Isosteren unterscheidet und wie wenig beide von der Horizontalen abweichen. Immerhin kommt die Parallelität in dem Querschnitt zwischen Duxford und Hamburg deutlich zum Ausdruck,während weiter nach Osten eine merkbare Neigung der Linien ge - geneinander besteht. Zwischen Duxford und Hamburg ist daher keine Zirkulationsbeschleunigung vorhanden; dagegen ergeben sich in dem von den Vertikalen über Lindenberg und Königsberg und den Äquipotentialen von 0 und 5000 dyn. m umschlossenen Querschnitt etwa 100 bis 120 Solenoide. Die Isobaren sind von 10 zu 10 mbar, die Isosteren von 0.01 cbm/kg oder von 10 zu 10 ccm/gr gezeich-

net. Wären die Linien jeweils um eine Einheit in cgs fortschreitend gezogen, so wäre die Zirkulationsbeschleunigung eine Energie pro Masseneinheit ebenfalls in cgs einfach gleich der Anzahl der Solenoide. In unseren Einheiten ist dZ/dt gleich dem 10^5-fachen der Anzahl der Solenoide, also gleich 100 bis 120 mal 10^5 cgs; das sind 100 bis 120 dyn. m. Wenn auch diese Energie im Gleichgewicht durch andere Energien aufgehoben wird, so ist es doch von Interesse, ihre Größe einmal auszurechnen.

Unser eben erhaltener Wert ist ein Mittelwert über den ganzen Querschnitt. In diesem ist die Zirkulationsbeschleunigung nicht gleichmäßig verteilt. Man könnte für eine genauere Darstellung die Querschnitte kleiner wählen. Dann würden aber wieder zu wenig Solenoide in diese fallen. Hier besteht die Möglichkeit, ein relatives Maß für die Zirkulationsbeschleunigung zu erhalten, indem man statt der p-v-Solenoide diejenigen Solenoide auszählt, die sich aus dem Schnitt der Kurven gleicher Temperatur und derjenigen der potentiellen Temperatur ergeben. Es ist:

$$dZ/dt = \oint v\,dp$$

Mit $pv = RT$ folgt:

$$dZ/dt = R \oint T \frac{dp}{p}$$

dp/p ergibt sich aus der Gleichung für die potentielle Temperatur zu

$$\frac{dp}{p} = \frac{1}{k}\left(\frac{dT}{T} - \frac{d\Theta}{\Theta}\right)$$

Also wird

$$dZ/dt = \frac{R}{k} \oint \left(dT - T\frac{d\Theta}{\Theta}\right)$$

Dabei ist $k = 1 - c_v/c_p$, R die Gaskonstante und Θ die potentielle Temperatur. $\oint dT$ verschwindet und es bleibt

$$\frac{dZ}{dt} = -\frac{R}{K} \oint \frac{T\,d\Theta}{\Theta}$$

Für ein hinreichend kleines Flächenstück kann Θ im Nen-

ner als konstantes Θ_m vor das Intregal gesetzt werden. Damit bleibt:

$$\frac{dZ}{dt} = - \frac{R}{K\Theta_m} \int T d\Theta = - \frac{R}{K\Theta_m} \cdot N_{T,\Theta}$$

Für die Berechnung muß die potentielle Temperatur genommen werden; es hätte keinen physikalischen Sinn, hier etwa die Kondensationswärme berücksichtigen zu wollen, indem man die äquivalent-potentielle Temperatur benutzt. Statt der Solenoide zählt man praktisch die Anzahl der Schnitte in dem von der Kurve umschlossenen Flächenstück aus. Als Querschnitt haben wir eine Fläche von 50 km Länge und 0.5 km Höhe gewählt. Das Berechnungsschema zeigt Abbildung 244. Hier treten wesentlich mehr Schnitte auf als in der ersten Art der Bestimmung der Zirkulationsbeschleunigung. Das Ergebnis bringt in graphischer Darstellung Abbildung 245. Sie zeigt vor allem anschaulich den großen Betrag der Zirkulationsbeschleunigung, der in unmittelbarer Nähe der Strömungs- und Luftmassengrenze vorhanden ist.

Nr.15: Stud.Ass. H. H o l z e r
Alpenluftverkehr im Winter 1932/33.

Nr.16: Dr. R. B e c k e r
Ein einfacher Registriertheodolit.

Nr.17: W. S c h w e r d t f e g e r
Über die Möglichkeiten der Höhenwindmessung durch Funkpeilung der Wetterflugzeuge, Mit Abb. 246 - 249.

I. Allgemeines:

Die Entwicklung von Methoden zur Messung von Windgeschwindigkeit und -Richtung in und über den Wolken ist heute eine der wichtigsten Aufgaben der Flugmeteorologie, eine Aufgabe aber, die noch weit von einer befriedigenden Lösung entfernt ist. Deshalb ist es wohl berechtigt, einzelne Möglichkeiten zur Lösung dieser Aufgabe in Betracht zu ziehen, selbst wenn es von vornherein klar ist, daß die Lösung nur unvollständig sein kann

und der Anwendungsbereich der vorgeschlagenen Methode in mehrfacher Hinsicht beschränkt ist. Eine solche Teillösung bietet sich in der Verwendung eines mit "F.T." ausgerüsteten Wetterflugzeuges, dessen Standort zu zwei verschiedenen Zeitpunkten, zwischen denen das Flugzeug einen vorher zweckmäßig festgesetzten Kurs fliegt, durch Funkpeilung bestimmt wird.

Für die Ausführung visueller Peilungen zur Bestimmung des Höhenwindes vom Wetterflugzeug aus bei einem Flug mit Bodensicht oder über einer Wolkendecke mit sichtbarer Struktur hat ja bereits Raethjen eine Methode angegeben.*) In manchen Fällen wird jedoch die Ausführung solcher visueller Peilungen nicht möglich sein, z.B. dann, wenn die Wolkenoberfläche keine markante Struktur zeigt, oder wenn anzunehmen ist, daß die Wolkenoberfläche nicht voll an der Bewegung der zuletzt gemessenen unteren Windschicht teilnimmt, oder auch dann, wenn die Wolkenobergrenze in der Höhe, in der die Kenntnis des Höhenwindes für die Flugsicherung von besonderem Interesse ist, noch garnicht erreicht ist. Abgesehen davon wird unter geeigneten Umständen, wie im folgenden gezeigt werden soll, die Höhenwindmessung durch Funkpeilung eines Wetterflugzeuges der Schätzung mittels der visuellen Peilung an Genauigkeit überlegen sein können.

Inwieweit die Verwendung eines Flugzeuges zur Höhenwindmessung überhaupt von Wert sein kann, zeigt sich am besten bei einer kurzen Erörterung einer anderen, zunächst näher liegenden Methode, an deren Entwicklung bereits gearbeitet wird **) und von der zweifellos Erfolge

---

*)P.Raethjen: Erf.Ber.d.Deutsch.Flugwetterdienstes,7.Folge, Seite 204; zu erwähnen ist auch die Methode der Kreisflüge von K. Wegener, Ergebnisse der Arbeiten des Aeronaut. Observat. Lindenberg, 1922, Band XIV,S.162.

**) J.Kölzer und K.F.Möller: Windmessung durch Pilotballone mit Funkpeilung. Meteorolog. Zeitschrift 50, 1933, S.297.

zu erwarten sind. Diese näher liegende Methode ist die der Funkpeilung eines kleinen Senders, der mit einem Gummiballon in die Höhe geschickt wird. Die Schwierigkeiten, die sich dieser Methode entgegenstellen, sind sehr beträchtlich; die wesentlichsten beruhen darauf, daß erstens die Richtungsbestimmung durch Funkpeilung nicht sehr genau ist, nicht annähernd so genau, wie die Richtungsbestimmung mittels eines Theodoliten, - eine Schwierigkeit, die natürlich auch der Funkpeilung eines Flugzeuges anhaftet, die aber hier, wie im folgenden gezeigt wird, weniger ins Gewicht fällt -- und daß zweitens am Pilotballon notwendigerweise eine Hängeantenne verwandt werden muß.

Der erste Umstand verursacht immer dann, wenn der Ballon sich nicht gerade an einem zur Peilbasis besonders günstig gelegenen Ort befindet, große Fehler der Ballon-Ortsbestimmung und damit auch der zu messenden Windrichtung und -Geschwindigkeit. Zum Teil lassen sich diese Fehler durch die Verwendung von drei Peilern vermindern, wenn die dreiPeiler auf den Eckpunkten eines annähernd gleichseitigen Peildreiecks liegen und stets alle drei Peiler oder jeweils die beiden Peiler benutzt werden, an denen die Winkel zwischen Peilstrahl und Basis nicht zu klein werden. Wenn sich aber der Ballon sehr schnell von den Peilern entfernt, d.h. bei großen Windgeschwindigkeiten, gibt es abgesehen von der Verwendung einer noch größeren Anzahl räumlich weit entfernter Peiler und der nur beschränkt möglichen Vergrößerung der Steiggeschwindigkeit des Ballons keine Mittel dagegen, daß die Fehler der Ballon-Ortsbestimmung und damit der ganzen Messung noch vor Erreichung einer annehmbaren Höhe sehr groß werden bis zu bald erreichter Unbrauchbarkeit der ganzen Messung. Das sei, um nicht zu ausführlich zu werden, nur durch ein Zahlenbeispiel belegt; dieses ist einer ausführlichen, nicht veröffentlichten Betrachtung der bei Funkpeilung von Pilotballonen zu erwarten -

den Fehler entnommen, die vom Verfasser im Auftrage der Zentralstelle für Flugsicherung im Juli 1932 ausgearbeitet worden ist. Für den Fall, daß der Ballon von der Mitte der Verbindungslinie zweier 15,5 km voneinander entfernter Peiler aus startet und sich senkrecht zu dieser Peilbasis mit konstanter Geschwindigkeit fortbewegt (ein außerordentlich günstiger Fall), beträgt die Winkeländerung an jedem der beiden Peiler bei 36 $\frac{km}{st}$ (10 $\frac{m}{sec}$) Windgeschwindigkeit zwischen der ersten und zweiten Minute 4° 22', zwischen der neunten und zehnten Minute 2° 54' und zwischen der neunzehnten und zwanzigsten Minute 1° 19'. Bei einem Peilfehler von $\pm$ $0{,}5^{\circ}$ ergibt das für die Bestimmung des Windweges während einer Minute jeweils 23%, 34% und 76% Ungenauigkeit, bei gleichem Peilfehler und 18 $\frac{km}{st}$ Wind wären es 45 %, 51% und 71%, bei 72 $\frac{km}{st}$ Wind 12 %, 36 % und 115 %. Durch Betrachtung des Windweges während zweier Minuten verringern sich die Werte der prozentualen Ungenauigkeit natürlich um etwa die Hälfte und beziehen sich dann auf doppelt so mächtige Höhenschichten. Wichtig ist aber, daß die Ungenauigkeiten bei anderer als der genannten Ballonbahn noch wesentlich größer sind.

Die zweite große Fehlerquelle liegt in der Verwendung einer Hängeantenne. Es ist nicht wahrscheinlich, daß es gelingen wird, Schaukelbewegungen der vom Ballon herabhängenden Antenne auch bei böigem Wind mit Sicherheit auszuschließen. Daß der Einfluß solcher Pendelbewegungen der Antenne beträchtlich werden kann, läßt sich ohne weiteres klarstellen: Die Grundfläche eines Kreiskegels von 1000 m Höhe und einem Winkel von 10° an der Spitze (also Ballonhöhe 1000 m, Pendelbewegung der Antenne von 5° nach jeder Seite) hat einen Durchmesser von 175 m; das ist etwas mehr als der Windweg bei 10 $\frac{km}{st}$ Wind während einer Minute oder immer noch etwa 10% des Windweges bei 36 $\frac{km}{st}$ Wind während dreier Minuten. Es ist aber nicht einzusehen, weshalb nicht unter Umständen solche oder auch größere Pendelbewegungen der Antenne auftreten sollten.

Die Methode der Funkpeilung eines Pilotballons wird also sicher viele Erwartungen, die an sie geknüpft werden, zunächst noch unerfüllt lassen müssen, und das gerade für die Fälle, die für die meteorologische Flugsicherung von besonderem Interesse sind, für die Fälle hoher Windgeschwindigkeiten. Gerade in diesen Fällen kann nun, wie im folgenden erläutert werden soll, eine Höhenwindmessung durch die Bestimmung der Abdrift eines mit konstanter Geschwindigkeit konstanten Kurs fliegenden Wetterflugzeuges mit Aussicht auf Erfolg durchgeführt werden. Versuche in dieser Richtung sind nur insoweit bereits früher unternommen worden, *) als an Tagen, die geeignet erschienen, die Standorte von Flugzeugen des planmäßigen Luftverkehrs durch Funkpeilung und zur Kontrolle durch Augenbeobachtung festgestellt und die Abdrift, die das bestimmten Kurs einhaltende Flugzeug erlitten hatte, bestimmt wurde; die daraus ermittelten Werte für Windrichtung und Geschwindigkeit wurden mit gleichzeitig ausgeführten Höhenwindmessungen durch Pilotballon - Visierung verglichen. Das Ergebnis der Versuche war nicht ermutigend.

Gegenüber diesen Versuchen kann man jedoch heute mit größerer Aussicht auf Erfolg arbeiten, wenn man an dem Flugzeug eine Festantenne benutzt, um den Fehler der Verwendung der Hängeantenne auszuschließen, und wenn man anstelle der Verkehrsflugzeuge Spezialflugzeuge, z.B. die Wetterflugzeuge des Reichsamts für Flugsicherung, einsetzt. Letzteres wird die entscheidende Verbesserung bedeuten, denn man kann das Wetterflugzeug einen von der voraussichtlich herrschenden Windrichtung abhängigen, möglichst günstigen Kurs fliegen und die Messung an Orten beginnen und enden lassen, die zu der Peilbasis geeignet gelegen sind. Dabei ist "günstig" und "geeignet" hier und im folgenden immer zu verstehen als günstig im Sinne einer möglichst geringen Auswirkung der unvermeidlichen Meßfehler auf die Ungenauigkeit des Ergebnisses

der Messungen, Besonders günstig gegenüber der Verwendung der Verkehrsflugzeuge würde sich noch die Langsamkeit des neuen Wetterflugzeuges Focke-Wulf A 47 **), mit dessen Verwendung im Wetterflugdienst gerechnet werden und das in einem Exemplar zu Versuchen schon zur Verfügung stehen kann, auswirken.

Gegenüber der Pilotballonmethode hätte man also die Vorteile:

1.) Verwendung einer Festantenne gegenüber der einer Hängeantenne;
2.) Verwendung eines stärkeren Senders;
3.) Beliebige Auswahl eines zur Basis günstig gelegenen Meßweges sowie einer günstigen Meßdauer in einer bestimmten Schicht;

und die Nachteile:

1.) Zusätzliche Fehlerquelle durch Ungenauigkeit der Bestimmung von Kursrichtung und -Geschwindigkeit des Flugzeuges;
2.) Ausführbarkeit der Messung jeweils nur für eine bestimmte Höhenschicht, große Kosten der Messung für mehrere Schichten.

Überschlagsrechnungen zeigen, daß hinsichtlich der Meßgenauigkeit die Flugzeug-Methode der Pilotballon -Methode überlegen sein muß, sobald große Windgeschwindig - keiten vorliegen, und sofern nicht eine Mehrzahl -- vier oder mehr -- von (nach Möglichkeit ortsbeweglichen) Peilern zur Verfügung steht; unabhängig davon bleibt natürlich der wesentliche unter 2) genannte Nachteil beste - hen, der aber in Anbetracht der Wichtigkeit der Aufgabe

---

*) Kirsten: Erfahr.Ber.d.Deutschen Flugwetterdienstes 5. Folge, Nr. 29.

**)Zeyssig: Erfahr.Ber.d.Deutschen Flugwetterdienstes 5. Folge, Seite 207

kein Grund sein sollte, von einer Erprobung und gelegentlichen Anwendung der Flugzeugmethode abzusehen.

II. Richtlinien für die Ausführung der Messungen.

Die ganze Anlage der Messung wie auch der Ausrüstung des Flugzeuges muß daraufhin zielen, die Meßfelder selbst ebenso wie die Auswirkung der unvermeidlichen Meßfelder auf das Ergebnis so klein wie möglich zu halten.

Als Maßnahmen zur Verringerung der Meßfehler sind zu nennen:

1.) Verwendung einer Festantenne am Flugzeuge,

2.) Verwendung eines nicht zu schwachen Senders und einer gut peilbaren Welle;

3.) Verwendung eines Fernkompasses zur möglichst genauen Einhaltung eines zuvor bestimmten Kurses, und eines möglichst genau arbeitenden Staudruck-Fahrtmessers, der für verschiedene Luftdichten geeicht sein müßte.

Als Maßnahmen zur Verringerung des Einflusses der unvermeidlichen Meßfelder auf das Ergebnis sind zu nennen:

1.) Zweckmäßige Wahl der Peilbasis;

2.) Zweckmäßige Wahl des Kurses;

Das bedarf näherer Erläuterungen der Fehler selbst und zwar nicht etwa der zu erwartenden "mittleren Fehler" der Methode, sondern der Fehlergrenzen, innerhalb derer unter ganz bestimmten Bedingungen das wahre Ergebnis mit Sicherheit zu suchen ist. Die exakte analytische Behandlung der Fehler führt zu recht komplizierten trigonometrischen Ausdrücken, die zeigen, wie verwickelt eine genaue rechnerische Fehlerbetrachtung werden muß. Es lassen sich aber ohne dies an Hand von Zeichnungen und vereinfachten Überschlagsrechnungen die wichtigsten Gesichtspunkte klarstellen. Auf solchen vereinfachten Betrachtungen beruhen die folgenden Angaben.

Die Messung geht ja so vor sich, daß zu zwei ver-

schiedenen Zeitpunkten, zwischen denen das Flugzeug ei - nen vorher festgesetzten konstanten Kurs fliegt, Stand - ortpeilungen vorgenommen werden. Dann ist die Vektorsumme von Kurs und Wind gleich dem vom Flugzeug wirklich zurückgelegten Weg, woraus -- am besten graphisch -- Windrichtung und -Geschwindigkeit in der Flughöhe des Flug - zeuges zu entnehmen sind. (Abbildung 246).

Also können die folgenden Fehler auftreten:

1.) Längen- und Winkelfehler bei der Angabe des Kurses des Flugzeuges;

2.) Winkelfehler an den beiden Peilern;

3.) Längen- und Winkelfehler bei der (bei ortsfesten Peilern einmaligen) Bestimmung der Peilbasis;

4.) Zeitfehler bei der Peilung.

Die unter 3) und 4) genannten Fehler können sofort von der weiteren Betrachtung ausgeschlossen werden, da sie jedenfalls sehr klein, verschwindend klein gegenüber den anderen Fehlern, gehalten werden können.

Die unter 1) genannten Fehler bei der Angabe des Flugzeugkurses sind dagegen ernster Natur. Welche Rolle sie spielen, zeigt sich am besten, wenn man sie zunächst ohne Einbeziehung der unter 2) genannten Fehler allein für sich betrachtet. Kursrichtung und Kurslänge können mit einem Fehler behaftet sein. Wenn das Flugzeug von einem bekannten Punkt A nach Kompaß, Fahrtmesser und Uhr "Kurs fliegt", ist der Ort des Kursendpunktes B mit Si - cherheit nur innerhalb eines gewissen Bereiches zu su - chen; das veranschaulicht die nachstehende Abbildung 247, in der AB der vermeintliche Kurs ist, dessen Richtung nur innerhalb der Genauigkeitsgrenzen $\pm \alpha$ und dessen Länge nur innerhalb der Genauigkeitsgrenzen $\pm$ c angegeben werden kann. Die Größe dieses Bereiches um B hängt wesentlich von der Dauer des Fluges ab, der Bereich ist um so größer, je länger der Meßflug dauert. Im gleichen Maße wächst aber mit der Flugdauer bei einer bestimmten Windgeschwindigkeit die Länge des Windvektors, der von B

ausgeht. Daraus folgt, daß die Meßdauer auf die hier zu betrachtenden prozentualen Fehler keinen Einfluß hat. Da die Länge und auch die Richtung des von B ausgehenden Windvektors nur dann mit einer annehmbaren Genauigkeit meßbar sein können, wenn die Länge des Windvektors die Länge irgendeiner ganz innerhalb des Bereiches um B möglichen Strecke um ein Vielfaches übertrifft, ist außerdem ohne weiteres klar, daß das Verhältnis von Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges zu Windgeschwindigkeit von entscheidender Bedeutung für die Genauigkeit ist, mit der die Messung ausgeführt werden kann. Je größer bei bestimmter Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges die Windgeschwindigkeit ist, um so genauer kann die Messung sein. Damit ist gesagt, daß das langsamste Flugzeug das für unsere Zwecke geeignetste ist. Der Vollständigkeit halber muß hier also festgestellt werden, daß bei kleinen bis mittleren Windgeschwindigkeiten ein Kleinluftschiff das ideale Luftfahrzeug zur Höhenwindmessung durch Funkpeilung ist, aber hier wird die Kosten- und auch die Sicherheitsfrage in den meisten Fällen die Verwendung unmöglich machen.

Um einen Überblick über die Ausmaße der Ungenau - igkeit des Ergebnisses durch die hier besprochenen Feh - ler der Angabe von Kursrichtung und -länge zu geben, sei die Aufgabe für ein paar mögliche Zahlenwerte berechnet.

Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges:	100 km/st
Genauigkeit der Richtungsangabe:	$\pm$ 2°
Fahrtgeschwindigkeitsangabe:	$\pm$ 3 km/st.

Damit beträgt die Größe des Bereiches um B nach einer Stunde etwa 6 x 7 km^2 ($tg\ 2^\circ = 0.0349$). Das heißt aber, die Länge des Windvektors ist nach einer Stunde Meßdauer nur auf etwa $\pm$ 3.5 km genau angebbar, also erst eine Windgeschwindigkeit von mehr als 10 km/st mit weniger als 30 % Ungenauigkeit, eine Windgeschwindigkeit von

mehr als 35 km/st mit weniger als 10 % Ungenauigkeit. Diese Prozentzahlen für die Geschwindigkeiten sind, wie schon vorher gesagt, unabhängig von der Meßdauer; sie beziehen sich nur auf die auf Seite 701 unter 1) genannten Kursfehler. Zu bemerken ist noch, daß die Proportionen des Bereiches um B dafür entscheidend sind, ob und in welchem Sinne der Winkel, den Kurs- und Windvektor miteinander einschließen, sich auf die Genauigkeit des Ergebnisses hinsichtlich Richtung und Geschwindigkeit des Windes auswirken. Wenn der Bereich, wie in unserem Beispiel, annähernd quadratische Figur hat, hat der Winkel zwischen Kurs und Windvektor keinen merklichen Einfluß auf die erzielten Genauigkeiten; wenn der Bereich in Kursrichtung langgestreckt ist, ist die Windrichtungsmessung genauer und die Windgeschwindigkeitsmessung ungenauer bei Windrichtung in oder entgegengesetzt zur Kursrichtung als bei Windrichtung senkrecht zur Kursrichtung; wenn dagegen der Bereich senkrecht zur Kursrichtung langgestreckt ist, liegen die Verhältnisse umgekehrt. Ob der Bereich in Kursrichtung langgestreckt ist oder nicht, ist natürlich auch nicht von der Meßdauer, sondern nur von dem Verhältnis zwischen Kurswinkelfehler- und Kurslängenfehler abhängig. Damit sind alle wesentlichen Gesichtspunkte hinsichtlich der Kursfehler klargestellt.

Die unter 2) genannten Fehler, Winkelfehler an den beiden Peilern, sind die andere Art von Fehlern, die entscheidend berücksichtigt werden müssen. Wenn man von zwei bekannten Punkten her, den beiden Peilern, einen dritten Punkt anschneidet, so ist die Genauigkeit der Ortsbestimmung des dritten nicht nur von Winkelfehlern an den Peilern, sondern ganz wesentlich auch von dem Betrag der Winkel zwischen Basis und Peilstrahl abhängig. Daß das so ist, zeigte ohne weiteres die Abbildung 248; die Abhängigkeit ist aber keineswegs ganz einfach. In allen Einzelheiten soll sie deshalb hier auch nicht verfolgt,

sondern nur in allgemeiner Hinsicht und in einigen Stichproben beleuchtet werden. Zu beiden Seiten der Peilbasis befindet sich je ein Gebiet, in welchem ein Punkt liegen muß, für dessen Ortsbestimmung durch Anschnitt von den beiden Peilern her bei bekannten Peilfehlern eine bestimmte Genauigkeit garantiert werden kann; (für Punkte im Innern der Gebiete ist die Genauigkeit natürlich größer als für Punkte am Rande). Das sind also Gebiete, innerhalb derer der Ungenauigkeitsbereich einer Standortpeilung eine bestimmte Größe nicht überschreitet. Roh angegeben haben diese Gebiete zu beiden Seiten der Peilbasis die mit Abbildung 249 angegebene Form.
Diese Form kommt dadurch zustande, daß die Winkel zwischen Peilstrahl und Basis nicht zu klein und nicht zu groß werden dürfen, und daß außerdem die Peilung eines über dem Peiler befindlichen Senders in nächster Umgebung des Peilers unmöglich ist.

Die Angabe dieser Gebiete bezieht sich auf die Genauigkeit der Standortpeilung selbst. Die Genauigkeit der Windmessung ist nun (ähnlich wie bei Betrachtung der Kursfehler) von dem Verhältnis zwischen Länge des Windvektors und den Ausmaßen des Ungenauigkeitsbereiches der Standortpeilung abhängig. Da die Größe des Ungenauigkeitsbereiches der Standortpeilung nicht ohne weiteres von der Meßdauer (der Dauer des Meßfluges) abhängt, ergibt sich hier, unter Berücksichtigung des früher Gesagten, daß die Genauigkeit der ganzen Messung mit der Dauer des Meßfluges zunimmt. Dies ist jedenfalls dann und solange der Fall, wie es gelingt, beide Standorte (zu Anfang und zu Ende der Messung) in einem der angegebenen Gebiete zu halten.

Bei der zweckmäßigen Anlage der ganzen Messung handelt es sich also darum, Basis, Kurs und Meßdauer so zu wählen, daß bei möglichst großer Länge des Windvektors Anfangs- und Endstandort möglichst genau bestimmbar sind. Die Tatsache, daß die Möglichkeit einer solchen zweck -

mäßigen Anlage in weitgehendem Maße fast immer besteht, unterscheidet die Flugzeugmethode grundsätzlich von der Pilotballon-Peil-Methode.

Bevor auf diese Forderung nochmals ausführlicher eingegangen wird, soll wieder durch eine Überschlagsrechnung ein Überblick über die Größe der zu erwartenden Fehler gegeben werden: Beträgt der Winkel zwischen Basis und Peilstrahl an beiden Peilern 45° (ein recht günstiger, aber nicht der günstigste Fall), und kann auf $\pm 0{,}5^\circ$ genau gepeilt werden, so ist der Ungenauigkeitsbereich annähernd ein Quadrat (Winkel 89° und 91°) mit der Seitenlänge

$$d = b \cdot \frac{\operatorname{tg} 1^\circ}{\sqrt{2}} = b \cdot 0.124,$$

wenn b die Basislänge bedeutet. Das heißt, in diesem Falle beträgt die Seitenlänge des Ungenauigkeitsbereiches etwa 1.2 % der Basislänge, bei einer Basis von 50 km also 0.6 km. Wenn man Grenzen wählen will, die etwa eingehalten werden können, so erscheint Annahme eines maximalen Ungenauigkeitsbereiches mit einer Seitenlänge von 2 % der Basis angemessen, (falls weiterhin mit $\pm 0.5^\circ$ Peilgenauigkeit gerechnet wird). Bei einer Basislänge von 50 km wäre also die Seitenlänge des Bereiches 1 km, d.h. der Fehler der Längenbestimmung eines von dem Bereich ausgehenden Vektors beträge etwa $\pm$ 0.5 km. Bei nicht symmetrischer Lage der Standorte zu den Peilern haben natürlich die verschiedenen Seiten eines Bereiches verschiedene Länge und, ebenso wie bei den Kursfehlern, nimmt wieder der Winkel zwischen Windvektor und Peilstrahlen Einfluß auf die Genauigkeit der Windrichtungs- und Geschwindigkeitsbestimmung. Wenn aber das alles noch mit einbezogen werden sollte, würde die Durchsichtigkeit der Betrachtung außerordentlich leiden, deshalb soll weiter mit einer Seitenlänge eines Ungenauigkeitsbereiches von etwa 1 km gerechnet werden, was um so mehr Berechtigung hat, je mehr die Messung zweckmäßig angelegt

ist.

Wenn nun die gesamte, aus Kurs- und Peilfehlern resultierende Ungenauigkeit des Meßergebnisses zusammengestellt werden soll, müssen, weil ja zwei Standorte gepeilt werden, die soeben betrachteten Fehler zweimal und die zuvor betrachteten Kursfehler einmal einbezogen werden. Dabei wird der Sachverhalt dadurch kompliziert, daß der Einfluß der Kursfehler von der Meßdauer unabhängig, der Einfluß der Peilfehler von der Meßdauer stark abhängig ist. Es soll wieder mit den bereits angenommenen Ausgangswerten.

Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges: 100 km/st
Fehler der Richtungsangabe $\pm 2^{o}$
der Fahrtgeschwindigkeitsangabe: $\pm$ 3 km/st
Basislänge: 50 km
Peilfehler: $\pm 0.5^{o}$

gerechnet werden.

Bei jeder Meßdauer erzeugen die Kursfehler eine Ungenauigkeit der Windgeschwindigkeitsmessung von $\pm$ 3.5 km/st; bei einer Stunde Meßdauer ergeben die Peilfehler eine Ungenauigkeit von $\pm$ 1 km/st, und so weiter. Das gibt insgesamt bei einer Meßdauer von einer halben Stunde (eine längere Meßzeit wird wohl in den wenigsten Fällen durchführbar sein) bezw. einer Viertelstunde für verschiedene Windgeschwindigkeiten die folgenden Ungenauigkeiten:

1/2 Stunde			1/2 Stunde		
5.5	km/st	100 %	7.5	km/st	100 %
11	"	50 %	15	"	50 %
22	"	25 %	30	"	25 %
45	"	12 %	60	"	12 %

Die Genauigkeit der Windrichtungsmessung ist wesentlich komplizierter von den einzelnen Faktoren abhängig, hier ist auch das zu bedenken, was oben über den Einfluß des Winkels zwischen Wind und Kurs und des Winkels zwischen Kurs und Peilstrahl gesagt wurde. Je-

denfalls läßt sich aber sagen, daß die Ungenauigkeit der Windrichtungsmessung dann weniger als $\pm$ 45° beträgt, wenn die Geschwindigkeitsmessung weniger als 25% ungenau ist, und weniger als etwa $\pm$ 20° beträgt, wenn die Geschwindigkeitsmessung weniger als 12% ungenau ist; an Hand der graphischen Darstellung jeder Messung werden sich jeweils genauere Angaben machen lassen.

Die genannten Zahlen bezogen sich auf die vorher angenommenen Ausgangspunkte. Es muß jetzt noch festgestellt werden, (was aus der prozentualen Abhängigkeit der Größe der Ungenauigkeitsbereiche von der Basislänge folgte) daß mit Rücksicht auf die eine Art von Fehlern eine möglichst kurze Basis ungünstig für die Genauigkeit der Messung wäre. Jedoch muß auch berücksichtigt werden, daß bei kleiner Basis die Gebiete kleinen Ungenauigkeitsbereiches entsprechend klein sind. Deshalb wird die Basis doch eine beträchtliche Länge haben müssen, damit es bei verschiedenen Windgeschwindigkeiten, die natürlich vorher nie genau bekannt sind, doch gelingt, Anfangs-und Endstandort in einem Gebiet kleinen Ungenauigkeitsbereiches zu erhalten.

Die verschiedenen einander entgegengesetzten Forderungen sind also:

1.) Meßdauer groß, damit Windvektor groß wird,
2.) Meßdauer klein, damit auch ein kleines Gebiet kleinen Ungenauigkeitsbereiches eingehalten werden kann und damit die Messung schnell und billig anzustellen ist,
3.) Basis klein, damit die Ungenauigkeitsbereiche klein bleiben.
4.) Basis groß, damit die Gebiete kleinen Ungenauigkeitsbereiches groß genug bleiben.

Zwischen diesen Forderungen muß für die zweckmäßige Durchführung ein Kompromißweg gegangen werden. Dabei muß natürlich auch berücksichtigt werden, daß nicht an jedem beliebigen Orte Peilstellen eingerichtet sind oder

eingerichtet werden können.

Für die Auswahl der Basis und ihrer Länge wären also die verschiedensten Gesichtspunkte zu beachten. Zur praktischen Durchführung von Messungen in der hier vorgeschlagenen Art wird eine Basislänge in der Umgebung von 50 km, etwa zwischen 40 und 60 km, angemessen sein; denn da die ungefähre Windrichtung und -Stärke aus den Wetterkarten vor Beginn des Meßfluges ganz roh geschätzt werden kann, wird es auch bei Fällen starker Windgeschwindigkeit, (und gerade solche kommen ja für die Flugzeugmethode in Frage) bei einer viertel bis einer halben Stunde Meßdauer möglich sein, beide (Anfangs- und End-) Standorte in einem Gebiet kleinen Ungenauigkeitsbereiches zu haben. Eine kleinere Meßdauer als eine Viertelstunde empfiehlt sich aber nicht wegen des sonst zu großen Einflusses der Peilfehler.

Hier ist noch zu erwähnen, daß die Flugzeugmethode nicht annähernd mit der gleichen Dringlichkeit wie die Pilotballon-Peil-Methode die Anwesenheit eines dritten Peilers (günstig an den Eckpunkten eines gleichseitigen Peildreiecks gelegen) erfordert, vielmehr auf diese, in der Praxis immer auf große Schwierigkeiten stoßende, Hilfe verzichten kann.

Etwas Grundsätzliches muß, um Mißverständnissen vorzubeugen, zu den vorstehenden Betrachtungen noch gesagt werden: Bei allen Fehler- und Ungenauigkeitsangaben handelt es sich um die Fehlergrenzen, innerhalb derer die wahren Werte zu suchen sind. In jedem Falle ist es möglich, daß der gemessene Wert dem wahren Wert um sehr vieles näher liegt, als der Fehler-Grenzwert, in keinem Falle jedoch ist das sicher. Das ist etwas ganz anderes als ein "mittlerer Fehler" der Messungen, der z.B. durch eine große Anzahl einwandfreier Kontrollmessungen ermittelt werden könnte, und der, falls die Messungen wirklich zweckmäßig angelegt waren, natürlich viel kleiner werden muß als der hier angegebene Fehler -

grenzwert. In der Tatsache, daß die Überschlagsrechnungen die Fehlergrenzen für alle Messungen, die die vorher formulierten Zweckmäßigkeitsbedingungen erfüllen, angeben können, liegt gerade der Wert der ganzen Fehlerbetrachtung in der vorliegenden Untersuchung. Da die Methode der Höhenwindmessung durch Messung der Abdrift des Wetterflugzeuges gerade bei solchem Wetter mit Erfolg Platz greifen wird, bei dem tiefe Wolken und große Windgeschwindigkeiten vorliegen, ist es für die Flugsicherung besonders wichtig zu wissen, in welchen Grenzen man dem Ergebnis der Messung volles Vertrauen schenken darf; die Kenntnis eines "mittleren Fehlers" der Methode würde weniger nützlich sein.

Wie bereits gesagt, geschieht die Auswertung der Messungen bei weitem am einfachsten graphisch. Das bietet zugleich den Vorteil, daß es sich der Darstellung von Kurs-, Weg- und Windvektor ohne weiteres ansehen läßt, ob und inwieweit die Bedingungen erfüllt sind, die im Vorstehenden für eine zweckmäßige Anlage der Messungen angegeben sind.

Damit ist auch ohne weiteres klar, daß die verhältnismäßig verwickelten und undurchsichtigen Betrachtungen über die Fehler der Methode nur ein einziges Mal durchgeführt werden müssen, bezw. die vorstehenden Ausführungen bereits als Grundlage angenommen werden können, sofern die Ausgangswerte der kurzen Überschlagsrechnungen zutreffend gewählt sind. Hier wurden diese Überschlagsrechnungen ausgeführt, um überhaupt einen Überblick zu geben über die Größe der Fehler, mit denen für das Ergebnis der Messungen gerechnet werden muß, und um die Gesichtspunkte klarzustellen, nach denen eine Messung zweckmäßig angelegt werden muß.

Nr.18: Dr. H. B e r g

Nomogramme zur Ermittlung des Gradientwindes aus Karten der Topographie bestimmter Isobarenflächen. Mit Abb. 250 - 252.

Der Windmessung mit Hilfe von Pilotballonen haften neben den unbestrittenen Vorzügen der Billigkeit und Einfachheit gewisse Fehler an, die wohl bekannt sind. Einmal sind die Ergebnisse an gewisse Wetterlagen gebunden, und gerade dann, wenn die Praxis das größte Interesse an Höhenwindmessungen hat, fehlen diese oft. Weiter besteht über die einem bestimmten Auftrieb zugeordnete Aufstiegsgeschwindigkeit unter den verschiedenen Autoren keine Übereinstimmung (vgl.Tabelle 46 im Meteorologischen Taschenbuch von Linke). Infolgedessen ist es nicht sicher, daß der einer bestimmten Höhe zugeschriebene Wind auch tatsächlich dort herrscht, abgesehen von Fehlern, die in unkontrollierbarer Weise durch Abblasen oder Schwimmen an einer Inversionsgrenze entstehen können. Weitere Fehler können durch zusätzliche vertikale Luftbewegung entstehen. Der Pilotballon mißt zwar einen Mittelwert des Windes, jedoch nur über eine zu kurze Zeit.

Diese Fehler fallen weg, wenn es gelingt, den Wind aus dem Druckfeld zu ermitteln. In dieser Hinsicht hat bereits Schwerdtfeger Vorschläge gemacht (Erfahrungsbericht d.Deutschen Flugwetterdienstes 7. Folge Nr. 6), und Tabellen veröffentlicht, die es gestatten, aus dem Druckfeld am Boden den Gradientwind zu bestimmen, der dann einer Höhe zugeordnet wird, in der die Bodenreibung vernachlässigt werden kann. Natürlich muß in jedem Fall überlegt werden, ob die Windverhältnisse in der Höhe auch tatsächlich dem Isobarenverlauf am Boden entsprechen. Es bedeutet einen Schritt weiter, wenn man der Ermittlung des Gradientwindes sofort das Druckfeld in der Höhe zugrunde legt. Voraussetzung ist, daß die Isobaren ohne große Willkür gezeichnet werden können, ein Ziel, das heute noch nicht vollkommen erreicht ist, zu dessen Erreichung aber die Errichtung von Wetterflugstellen in Köln und Breslau schon wesentlich beitragen würde.

Aus dem Isobarenfeld errechnet sich der Gradient - wind mit der Gleichung

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial E} = 2\omega \sin\varphi \, v \pm \frac{v^2}{r} \qquad (1)$$

Dabei bedeutet $\frac{\partial p}{\partial E}$ das Druckgefälle auf die Entfernung E, die übrigen Buchstaben haben die übliche Bedeutung. Es muß also zur Bestimmung des Windfeldes aus dem Druckfeld noch das Dichtefeld gegeben sein. Vorteilhafter ist es, statt von Druckkarten von Karten der Topographie einer bestimmten Isobarenfläche auszugehen. Man erhält dann zwar den Höhenwind an einer bestimmten Druckfläche, was aber im allgemeinen ohne Bedeutung ist. Wesentlich ist, daß eine Berücksichtigung des Druckes nicht mehr nötig ist. Mit

$$dp = -g \cdot \rho \cdot dz = -10 \cdot \rho \cdot dH$$ (H = Geopotential in geodyn. m)

folgt aus (1)

$$10\,\frac{\partial H}{\partial E} = 2\omega \sin\varphi \cdot v \pm \frac{v^2}{r} \qquad (2)$$

Zur wirksamen Anwendung des Verfahrens ist es natürlich erwünscht, daß die bisher schon in einem Sonderschlüssel mitgeteilten Höhen der 500- und 1000-mbar-Fläche auf die übrigen Hauptisobarenflächen ausgedehnt wird, damit die doch zeitraubende Berechnung nur an einer Stelle durchgeführt werden muß.

Zur Auswertung der Formel (2) werden im folgenden drei Nomogramme mitgeteilt. Läßt man den Einfluß der Krümmung außer Acht, so reduziert sich die Gleichung (2) auf

$$\frac{10H}{E} = 2\omega \sin\varphi \cdot v \,, \qquad (3)$$

wenn wir nunmehr mit 10H/E das Gefälle der Isobarenfläche auf die Entfernung E bezeichnen (H in geodyn.m,E in m). Durch Logarithmieren ergibt sich

$$\log \frac{10H}{E} = \log 2\omega \sin\varphi + \log v \qquad (4)$$

In doppelt logarithmisch geteilten Koordinatenpapier (Schleicher und Schüll 365 1/2) läßt sich diese Gleichung als Netztafel mit nur geraden Linien der Neigung = 45° darstellen. Die eine Achse ist nach v (in m/sec) die andere nach 10H/E (in geodyn. m/m) beziffert. Als Beispiel ist in Abbildung 250 eingetragen: Gefälle 0.001, φ =40°, daraus ergibt sich ein Gradientwind von 10.7 m/sec.

Statt durch eine Netztafel läßt sich Gleichung (3) bezw. (4) auch darstellen durch eine Fluchtentafel mit nur geraden Trägern, die logarithmisch geteilt sind. Die Abbildung 251 enthält dasselbe Beispiel eingetragen.

Der Einfluß der Krümmung kommt im wesentlichen nur bei zyklonalen Luftbahnen in Betracht. Die Abbildung 252 wird aber auch für die tatsächlich vorkommenden geringen Krümmungen bei antizyklonalen Luftbahnen brauchbar sein. Die Abbildung 252 stellt also eine Fluchtentafel zur Lösung der Gleichung

$$\frac{10H}{E} = 2\omega \sin\varphi \cdot v + \frac{v^2}{r}$$

dar. Für antizyklonale Krümmung ist einfach 1/r negativ zu nehmen. Zur Konstruktion dieser Abbildung sei einiges gesagt. Sie ist angelegt für einen Bereich von 1/r zwischen 0 und 0.00001, d.h. bis zu einem Krümmungsradius von 100 km. Das Gefälle geht von 0 bis 0.004. Um den Bereich der Träger für diese Werte gleich lang zu machen und weiter um zu erreichen, daß die Träger für 10H/E und 1/r sich wie Rechteckseiten gegenüberliegen, wurde die Gleichung umgeformt in

$$\frac{400}{r} : 0.0025\, v^2 + 0.004 - \frac{10H}{E} + 2\omega \sin\varphi \cdot v - 0.004 = 0$$

Es wird zunächst φ konstant gehalten. Dann lauten die Gleichungen für die drei Träger (für 1/r, 10H/E und v)

1/r :	$x = 0$	$y = 400/r$
10H/E:	$x = c$	$y = 0.004 - 10H/E$
v :	$x = \frac{c}{0.0025v^2+1}$	$y = -\frac{2\omega \sin\varphi\, v - \varphi\, 0.004}{0.0025v^2 + 1}$

wobei c eine Maßstabkonstante bedeutet. Man kann nun den v-Träger für verschiedene Werte von φ berechnen und erhält so Abbildung 252. Als Beispiel ist eingetragen 1/r = 0.0000025 (also r = 400 km), 10H/E = 0.002, das ergibt für $\varphi = 40^{\circ}$ eine Windgeschwindigkeit von rund 15 m/sec.

Zur raschen Bestimmung der Krümmung wird man sich (nach einem Vorschlag von Dr.Egersdörfer) auf einem durchsichtigen Blatt passende Kreise aufzeichnen,die direkt mit der Krümmung beziffert sind, und durch Anlegen an die Isohypsen die beste Anpassung suchen.

Nr.19: Dr. R. B e c k e r
Ein zum Gebrauch am Wolkenscheinwerfer besonders hergerichteter Pendelsextant.

Nr.20: Dr. W. H a r t m a n n
Die Ermittlung von Wolkenhöhen, Wolkenmächtigkeit und Vertikalbewegung aus aerologischen Angaben.
(Synoptisch-Aerologische Studien der Flugwetterwarte Hannover. Nr.2) Mit Abb.253-255.

In den Sondergruppen der aerologischen Übersicht wird die Kondensationshöhe der erdbodennahen Schichten und die dazu gehörige Auslösungsenergie mitgeteilt. In den Wintermonaten wird diese Angabe nur in den wenigsten Fällen verwertbar sein, da die rein thermischen Vorgänge ziemlich zurücktreten. Dagegen wird es oft nötig sein, die Wolkenbildung über einem Bergland, das überflogen werden soll, genauer zu untersuchen, um die Möglichkeit eines Überwolkenfluges zu prüfen.

Die in der aerologischen Übersicht enthaltenen Daten lassen sich nicht erweitern, da dies zu einer erhöhten Belastung der Funkübermittlung führen würde. Die wenigen zur Beurteilung nötigen Daten lassen sich aber rasch aus dem Aufstieg gewinnen, so daß eine wesentliche Mehrarbeit nicht eintritt. Vorausgesetzt ist dabei das Vorhandensein

1. einer Druck - Höhenkurve

2. einer Druck - Temperaturkurve

3. einer Druck - spezifischen Feuchtekurve

auf einem Auswertpapier mit Adiabaten, Feuchteadiabaten und Linien gleicher spezifischen Feuchte. Am besten wird man das Stüve'sche Adiabatenpapier benutzen, da sich die Vorgänge durch unmittelbare Anschauung stützen lassen, ein Vorteil der bei von Robitzsch trotz größerer Über - sicht der Kurvenzüge infolge der Übertragung auf das zweite Koordinatensystem verloren geht.

Es handelt sich also um die Ermittlung der mögli - chen Wolkenbildung für die zwei möglichen Fälle

1. daß allgemeines Anheben der Luftmassen erfolgt und
2. daß eine Energiezufuhr in Gestalt von Wärme eingetreten ist.

Den Vorgang der Kondensation in adiabatisch angehobener Luft wollen wir als d y n a m i s c h erzwungen be - zeichnen, die Kondensation in erwärmter aufsteigender Luft als t h e r m i s c h erzwungen. Beide Bewegun - gen gehen in freiwillig aufsteigende Bewegungen über, wenn die Luft in einen labilen Zustand kommt.

Um dieses Verfahren möglichst einfach zu gestal - ten, soll es graphisch ohne Rechnung ausgeführt werden. Dazu verwenden wir die markanten Punkte des Aufstieges. Es ist natürlich auch für jeden anderen Punkt durchführ- bar.

Unter Zuhilfenahme der bereits eingetragenen Auf- stiegskurve und der spezifischen Feuchten (Abbildung 253) wird zunächst von dem zu untersuchenden Punkt der Kurve auf den zugehörigen Trockenadiabaten aufwärtsge - gangen bis zum Schnittpunkt mit der dazugehörigen Kurve der maximalen spezifischen Feuchte. Die zu diesem Schnitt- punkt gehörige Höhe ergibt die Kondensationshöhe für an- gehobene Luft. In Abbildung 253 sind diese zu den mar - kanten Punkten gehörigen Höhen mit K_1 - K_9 bezeichnet*).

*)Vgl.:L.Egersdörfer-Holzer,Erf.Ber.d.d. Flugwetterdien- stes 7.Folge, Seite 122, Kurve XXII.

Dieser Vorgang des Anhebens der Luft tritt beim Überströmen von Bergländern ein, so daß aus der Höhe des überströmten Gebietes auf das Auftreten dieser dynamisch erzwungenen Wolken geschlossen werden kann. Diese Wolkenformen sind im allgemeinen Vorgänge in stabilen Schichten, d.h., sie lösen sich hinter dem Hindernis, das sie erzwungen hat, wieder auf. Ist diese Schichtung instabil, so bleibt die Wolkenbildung erhalten.

Vom ermittelten Schnittpunkt der Trockenadiabaten und der spezifischen Feuchte gehen wir nun längs der Kurve der spezifischen Feuchte weiter aufwärts bis zum Schnittpunkt mit der Aufstiegskurve. Dieser Schnittpunkt stellt, wie bekannt, den Kondensationspunkt bei Zufuhr von Wärmeenergie dar. Diese Energie läßt sich als Fläche darstellen, welche begrenzt wird durch die Aufstiegskurve und die Trockenadiabate, die durch den Schnittpunkt der Aufstiegskurve mit der zum untersuchten Punkt gehörigen Kurve der spezifischen Feuchte geht. Die untere Begrenzung ist durch die Druck- oder Höhenlinie des Ausgangskurvenpunktes gegeben. In der Abbildung 253 sind diese Kondensationspunkte für thermische Vorgänge mit K'_1 bis K'_9 bezeichnet.

Für den praktischen Gebrauch ist aber die Flächendarstellung etwas unübersichtlich. Diese Fläche ist offenbar schon bestimmt durch die horizontale Strecke im Niveau des Ausgangspunktes. Diese Strecke stellt die Temperaturerhöhung dar, welche man aufwenden muß, um die Luftmasse auf die Temperatur der Trockenadiabaten zu bringen, welche durch den Kondensationspunkt geht. Auf diese Temperatur gebracht, könnte sie also freiwillig bis zum Kondensationspunkt aufsteigen. Diese Temperaturerhöhung läßt einen Vergleich mit dem möglichen täglichen Gang der Temperatur in der betreffenden Schicht zu und damit eine Entscheidung, ob durch den täglichen Gang Wolkenbildung hervorgebracht werden kann. Wir haben für jeden Punkt unserer Aufstiegskurve nun die Möglich-

keit, die dynamisch und thermisch sich bildenden Wolken aus den Aufstiegsdaten zu berechnen. Nötig ist dazu nur die Kenntnis der Anhubhöhe der Luftmassen über einem Geländehindernis und der mögliche Gang der Temperatur in der betreffenden Schicht.

Für die Einflußhöhe des Geländehindernisses ist zunächst die mittlere Höhe maßgebend, doch reicht in abnehmendem Maße der Einfluß nach den bisherigen Erfahrungen bis in etwa dreifache Höhe des Hindernisses.Der tägliche Gang der Temperatur in der freien Atmosphäre muß abgeschätzt werden, gegebenenfalls mit Hilfe der Beob - achtungen der Bergstationen, wobei natürlich der Gang in dem freien Luftraum wesentlich geringer ist. In den meisten Fällen wird man mit Bestimmtheit die thermische Wolkenbildung in einzelnen Schichten ausschließen kön - nen, in anderen Fällen wird die Kleinheit des möglichen Temperaturganges doch die Frage nach einer möglichen Wolkenbildung offen lassen.

Für eine Abschätzung des täglichen Ganges der Temperatur in der freien Atmosphäre liegt nur geringes Material vor. Die folgenden Angaben stammen aus: Hann,Meteorologie, 4. Auflage 1926 Seite 165 und stellen das Ergebnis einer Untersuchung der Lindenberger Aufstiege dar. Der tägliche Gang im Jahresmittel für die Boden - schicht, für 500 m und für die Schicht von 1000 - 2000m also etwa im Mittel 1500 m ist in Abbildung 254 darge - stellt. In kurzer Form ist der Gang in Abhängigkeit von der Höhe in Tabelle 1 und 2 wiedergegeben, wobei die erste den absoluten Gang, die zweite den Anstieg von 8 Uhr morgens bis zum Maximum wiedergibt.

Tabelle 1.

Absolute period. Amplitude der Temperatur in der freien Atmosphäre.

Jahr.	
(Boden	4.9°)
500 m	1.6°
1500 m	0.6°

Tabelle 2.

Täglicher Temperaturanstieg ab 8 Uhr in der freien Atmosphäre.

Jahr.

(Boden	3.2°)
500 m	1.3°
1500 m	0.5°

Für die freie Atmosphäre sind also die Temperaturände - rungen (im Jahresmittel) sehr klein, so daß sie im Win - ter ganz vernachlässigt werden können. Im Sommer dagegen werden sie wahrscheinlich den doppelten Wert erreichen. Genauere Untersuchungen liegen leider für die Jahreszeiten noch nicht vor.

Der t ä g l i c h e T e m p e r a t u r g a n g auf B e r g g i p f e l n ist natürlich wesentlich größer und hierfür liegt auch stärker auseinandergesonder - tes Material vor, welches allerdings leider auch nicht ganz homogen ist. Die folgende Tabelle, die zusammenge - stellt ist aus Hann. Lehrbuch, 4. Auflage 1926 S.88. Defant.Met.Ztschr.1912 S.263 und Huber, "Das Klima der Zugspitze", gibt die Temperaturamplitude für verschiedene Höhen für Sommer und Winter, heitere und trübe Tage an.

Tabelle 3.

Die Temperaturamplitude an heiteren und trüben Tagen in verschiedenen Höhen.

Ort	Höhe	Sommer	
		heiter	trüb
Eichberg	350 m	17.9	8.6
München	526 m*)	13.7	7.7
H.-Peissenb.	1000 m	9.5	6.7
Schneekoppe	1600 m	9.1	5.7
Obir	2140 m	7.0	1.5
Zugspitze	2960 m	(4.5)	(1.5)
Sonnblick	3100 m	3.7	1.6

*) Die Höhenangabe für München (625) in Hann.Lehrbuch der Meteorologie(1926)S.88 ist offenbar falsch,lies: 526 m.

Ort	Jahr		Winter	
	heiter	trüb	heiter	trüb
Eichberg			10.7	5.7
München			7.8	5.0
H.-Peissenb.			7.1	5.7
Schneekoppe			5.6	5.7
Obir	4.3	1.2	2.1	0.8
Zugspitze	2.6	1.4	(1.8)	(1.2)
Sonnblick	2.1	1.6	1.7	1.5

Die Sommer- und Winterwerte für die Zugspitze sind aus den entsprechenden für Obir und Sonnblick abgeleitet.

Im allgemeinen nimmt die absolute tägliche Amplitude mit der Höhe ab, doch ist die Abnahme nicht ganz gleichmäßig (Abb.255). Trägt man die Größe der Schwankung in Abhängigkeit von der Höhe auf, so erhalten wir Punktreihen, die sich durch Kurvenzüge verbinden lassen. Wir erhalten dadurch Kurven für Sommer und Winter, heitere und trübe Tage. Das Interessante an diesen Kurven ist neben der allgemeinen Abnahme der Schwankung mit der Höhe, daß alle zwischen 1000 und 2000 m eine raschere Abnahme zeigen. Eine Erklärung dieser Eigentümlichkeit soll hier nicht gesucht werden. Uns interessiert für die Beurteilung der Auslösung von Vorgängen die Größe des Ganges der Temperatur in verschiedenen Höhen. Es handelt sich zwar um die unperiodische absolute Amplitude, doch ist die periodische im Winter um etwa 40%, in den übrigen Jahreszeiten um etwa 25% kleiner als die unperiodische, so daß sich aus ihr eine Beurteilung des möglichen Ganges der Temperatur ergibt. Aus diesen Kurven ergibt sich, daß im Sommer in 3000 m noch eine periodische Amplitude von über 3° vorhanden ist, allerdings nur an heiteren Tagen. An trüben Tagen im Sommer und im Winter beträgt sie dagegen nur 1 - 1 $1/2^{\circ}$. Der starke Abfall der Schwankung der Temperatur zwischen 1600 und 2000 m zeigt, daß im Sommer an heiteren Tagen die Erwärmung bis über 3000 m geht, daß aber an trüben Tagen und im Winter

oberhalb 2000 m kein nennenswerter Einfluß der Einstrahlung mehr vorhanden ist.

Aus dem Unterschied zwischen dem täglichen Gang in der freien Atmosphäre und dem auf Berggipfeln ergibt sich der starke Einfluß der Bodenerhebung auf die Kondensationserscheinungen durch die tägliche Einstrahlung. Es ist also über Bergländern dies bei Unternehmungen zu berücksichtigen, daß in 1500 m der tägliche Gang der Temperatur über Berggipfeln noch fast zehnmal größer ist als in der freien Atmosphäre.

Bei der Bearbeitung der Kondensationsvorgänge in der freien Atmosphäre ist daher eine Rücksichtnahme auf die durch den täglichen Temperaturgang in verschiedenen Höhen auftretende Wolkenbildung nur im Sommer an heiteren Tagen nötig. An trüben Tagen im Sommer und im Winter ist der tägliche Gang der Temperatur in der freien Atmosphäre so klein, daß er keine Wolkenbildung bei normaler Schichtung hervorruft.

Über Bergländern müssen bis 3000 m daher die thermischen Vorgänge mit berücksichtigt werden. Im Sommer an heiteren Tagen auch die Höhen bis über 3000 m.

Die Berechnung einer reibungsfreien Vertikalbewegung aus den aerologischen Daten.

Die Frage der Ermittlung der möglichen Vertikalbewegung hängt eng mit der Betrachtung der Labilität zusammen. Die Vertikalbewegung läßt sich, wenn man von dem Ansatz (Exner, Refsdal) der Beschleunigung:

$$a = \frac{T' - T}{T} \cdot g$$

ausgeht, mit Hilfe der beiden elementaren Gleichungen:

$$s = 1/2 \cdot g \cdot t^2 \quad \text{und} \quad c = a \cdot t$$

auf eine einfache Formel bringen, bei der leicht ablesbare Daten des Aufstieges eingehen. In den beiden Gleichungen bedeuten: $\underline{s}$ der von der beschleunigten Luftmasse in der Zeit

$\underline{s}$ zurückgelegte Weg,

$\underline{a}$ die auftretende Beschleunigung,

$\underline{g}$ die Schwerebeschleunigung,

$\underline{c}$ die bewirkte Geschwindigkeit.

Es ist dann:

$$c = \sqrt{2.s.a}$$

Verknüpft mit der Formel für die Beschleunigung ergibt sich:

$$c = \sqrt{2.s \frac{T' - T}{T} \cdot g}$$

Wählen wir nun für die Höhenstufe der Berechnung 100 m, so daß s = 100 m ist, so lassen sich die Konstanten $\sqrt{2.s.g}$ vor das Wurzelzeichen bringen. Sie ergeben den Wert 44.3, so daß also die Formel zur Berechnung der Vertikalbewegung nunmehr lautet:

$$c = 44.3 \sqrt{\frac{T' - T}{T}}$$

T ist dabei die absolute Temperatur des Aufstieges, T' die Temperatur der vom Kondensationspunkt längs der Feuchteadiabaten aufsteigenden Luft. Am besten nimmt man dann für T' den Mittelwert der 100 m-Stufe, da ja die Aufstiegskurve und die dazu gehörige Feuchteadiabate meist divergieren werden.

Man muß also nur zwei Temperaturen in gleicher Höhe bestimmen, um mit Hilfe dieser einfachen Formel die Vertikalbewegung für die Obergrenze der untersuchten Schicht zu kennen. In der entsprechenden Weise werden die darüberliegenden 100 m-Schichten behandelt. Durch Addition der Einzelwerte bekommt man schließlich die Gesamtgeschwindigkeit an der oberen Grenze der untersuchten Schicht.

Im allgemeinen wird man nur die aufsteigende Bewegung in labiler Schichtung untersuchen, weil sie uns ein Maß für die zu erwartende Böigkeit und Umlagerungsmöglichkeit gibt. Es wird aber auch Fälle geben, wo man absteigende Bewegung berechnen kann. Diese Möglichkeit tritt ein, wenn eine Luftmasse mit einer tieferen Tempe-

ratur gegen eine wärmere strömt. Dann wird man aus der Temperaturdifferenz der beiden Aufstiege sinngemäß mit der entsprechenden Formel auch die Geschwindigkeit der Absinkbewegung bestimmen können.

Bezüglich des Vorzeichens des c sei bemerkt, daß, wenn man die aufsteigende Bewegung wie üblich mit einem Pluszeichen versieht, c dasselbe Vorzeichen bekommt,wie der unter der Wurzel stehende Wert von T' - T.

Die auf diese Weise ermittelte Vertikalbewegung nimmt keine Rücksicht auf die Reibung, deren Kenntnis natürlich sehr wertvoll für die endgültige Bestimmung der wahren Geschwindigkeit wäre. Leider liegen Messungen dieser Größe in Wolkenluft noch nicht vor. Bis die Erkenntnis so weit fortgeschritten ist, wird aber auch eine rohe Zahl über die maximal mögliche Vertikalbewegung willkommen sein und bei einiger Erfahrung die Entscheidung über die Möglichkeit der Bildung von Gewittern und Böen zulassen.

Als Beispiel für die angewandte Methode sei ein Aufstieg von Darmstadt vom 7. November 1933 gegeben. Die Aufstiegsdaten lauten:

41573	00046	74996	05040	85995	10053	89905
17027	89831	19029	98808	25508	98751	26507
98741	31526	89689	38566	64637	47618	48569
53670	69527					

Die Darstellung der Druck-Temperaturkurve, Druck-Höhenkurve und Druck-spez.Feuchtekurve ist in Abbildung 253 gegeben. In der folgenden Tabelle sind die Kondensationshöhen, die Anhubhöhe der Luft bis zur Kondensation, die Frage der Stabilität und die Wolkendecke für rein thermische und rein dynamische Vorgänge gegeben.

Tabelle 4

Dynamische und thermische Kondensationshöhen eines Aufstieges sowie Stabilität und Wolkendicke.

	Dynamisch					Thermisch			
Höhe	Kond.-höhe	Hub-Höhe	Stabilität	Wolk,-dicke	t	Kond.-höhe	Stabilität	Obere W.Grenze	Wolken-dicke
175m	700	525	stabil	-	24.3	3500	stabil	-	-
500m	850	350	stabil	-	20.0	3200	stabil	-	-
1000m	1050	50	stabil	-	1.2	1150	stabil	-	-
1700m	1800	100	stabil	-	3.2	2150	labil	2600	450
1900m	1900	0	labil	600	0.0	1950	labil	2500	550
2500m	2550	50	stabil	-	2.0	2750	stabil	-	-
2600m	2750	150	stabil	-	1.8	2900	stabil	-	-
3100m	3300	200	stabil	-	2.1	3500	stabil	-	-
3700m	4400	700		-	5.2	4900	labil	4900	bis über Gipfel - höhe

Tabelle 5.

Berechnung der Vertikalbewegung. Für die labile Schicht in 1900 - 2500 m

Schichthöhe	Vertikalbewegung
1900 - 2000	+ 0.8
2000 - 2100	+ 1.2
2100 - 2200	+ 1.5
2200 - 2400	+ 1.5
2400 - 2500	+ 1.7
Endgeschwindigkeiten	+ 6.7 m/sec.

Aus diesen Tabellen ergibt sich:

1.) Beim Überfließen eines Berglandes von etwa 800m Höhe werden die Schichten im allgemeinen bis in diese Höhe um 800 m, die darüber liegenden Schichten in abnehmendem Maße bis etwa 2400 m (dreifache Gipfelhöhe) angehoben.Es sind daher Wolkenformen als Kappen, wie die Hubhöhe ergibt, oberhalb 700 m bis 1900 m Höhe zu erwarten. Außerdem wird die 1900-Meter-Schicht infolge der labilen Schichtung freiwillig bis auf 2500 Meter ansteigen. Über dem Bergland ist daher rein dynamisch die obere Wolkengrenze bei 2500 m zu erwarten. Die untere Wolkengrenze liegt bei etwa 700 m.

2.) Von thermischen Vorgängen können, wie die rechte Seite der Tabelle zeigt, nur Schichten in 1000 m und 1900 m erfaßt werden, da die nötige Temperaturerhöhung hier 1.2 und 0 Grad beträgt. Die 1000 m-Schicht wird nur dünne Wolken in etwa 1150 m bilden, während die 1900 m-Schicht auch thermisch labil, bis 2500 m ansteigen wird. Die übrigen Temperaturerhöhungen sind so groß, daß der tägliche Temperaturgang nicht im Stande ist, Wolkenbildungen hervorzurufen.

3.) Die nach der Formel:

$$c = 44{,}3\sqrt{\frac{T' - T}{T}}$$

für die einzelnen 100 m-Schichten berechnete Vertikalbewegung findet sich in Tabelle 5. Die Gesamtgeschwindigkeit im höchsten Teil der Schicht beträgt ohne Rücksicht

auf die Reibung 6.7 m/sec.

Die Ergebnisse der Untersuchung konnten an den Beobachtungen geprüft werden. Ein die ganze Wolkenmasse überfliegendes Flugzeug der Strecke Hannover - Frankfurt fand die Obergrenze der Wolken bei 2400 m, in guter Übereinstimmung mit der berechneten Höhe von 2500 m. Es hat sich hierbei um die labile Schicht in 1900 m gehandelt, die bis 2500 m aufsteigen mußte. Daraus ergibt sich außerdem, daß der Einfluß des 800 m hohen Berglandes sich auf mindestens das 2 1/2-fache der Höhe erstreckt.

Ergebnisse: Aus den Aerologischen Angaben lassen sich ohne Schwierigkeiten Unter- und Obergrenze von durch Bergländer hervorgerufenen Hinderniswolken bestimmen. Auch die Höhe thermisch bedingter Wolken kann bestimmt werden. Ihre Dicke läßt sich aber nur im Falle labiler Schichtung genauer festlegen.

Die Berechnung der (reibungsfreien) Vertikalbewegung ist möglich. Sie kann bei einiger Erfahrung wertvolle Anhaltspunkte über die Entwicklung von Böen und Gewittern geben.

Nr.21: Dr. K. K e i l
Isoplethen der Temperatur in der freien Atmosphäre für das Polarjahr 1932/33 nach den Beobachtungen der Deutschen Wetterflugstellen.

Nr.22: Dr. L. E g e r s d ö r f e r
Methoden zur synoptischen Verarbeitung des aerologischen Materials.
(Synoptisch-Aerologische Studien der Flugwetterwarte Hannover Nr.3). Mit Abb. 256-264.

§ 1. Allgemeines.

Nachdem in einem früheren Erfahrungsbericht (7. Folge Nr.13) die Auswertung eines einzelnen Aufstieges nach den verschiedensten Elementen gezeigt worden war, besteht die nächste Aufgabe darin, die einzelnen verfügbaren Messungen aus der freien Atmosphäre zu einem

Gesamtbilde zu vereinigen. Da die Herstellung räumlicher Modelle bis auf weiteres noch zu umständlich ist, begnügt man sich in der Praxis des täglichen Dienstes mit vertikalen und horizontalen Schnitten.

Es hat sich als zweckmäßig erwiesen, diese Arbeit zu einem Sonderdienst auszugestalten, der einen Meteorologen und mindestens einen Techniker beansprucht. An Arbeitszeit sind 2 bis 3 Stunden erforderlich, so daß, wenn die Aufstiege ab 10.20 Uhr einlaufen, etwa um 13 Uhr mit der Diskussion der Befunde begonnen werden kann.

Die hierfür zu verwendenden Zeichen- und Rechen - formulare bestehen aus:

A. Zeichenformulare.

1. Adiabatenblatt nach Stüve.
2. Blatt für den Nord-Süd-Vertikalschnitt Svandalsflona-Säntis 1:10 Mill., Höhe 1:33 333.
3. Blatt für den West-Ost-Vertikalschnitt Duxford-Königsberg 1:10 Mill., Höhe 1:33 333.
4. Blatt für den Horizontalschnitt (Entwurf Holzer) 1:8 Mill.
5. Blatt für Horizontalschnitte (für Strömung) 1:20 Mill.

Für die Zeichnungen sind Farbstifte gegenüber flüssigen Tuschen entschieden vorzuziehen.

B. Rechenformulare.

1. Rechenformular für Topographie.
2. Rechenformular für zeitliche Änderungen.

Über die Anwendung der Formulare wird an geeigneter Stelle berichtet. An Beobachtungsmaterial werden herangezo - gen:

a) Sämtliche Temp-Meldungen
b) Sämtliche Höhenwindmessungen
c) Bergstationen
d) In den Schnitten gelegene Bodenstationen.

Der Funkdienst ist in der lückenlosen und möglichst rechtzeitigen Erfassung allen aerologischen Materials besonders zu schulen, damit nachträgliche Einholungen durch

Fernschreiber den übrigen Nachrichtendienst nicht stören können.

§ 2. Erste Bearbeitung.

Zur Vorbereitung der zeichnerischen Erfassung trägt man von jedem Temp-Aufstieg in das Adiabatenpapier folgende Kurven ein:

1. Temperatur
2. Relative Feuchte (und Eisfeuchte)
3. Geometrische Höhe in Hektometern.
4. Spezifische Feuchte
5. Potentielle Äquivalenttemperatur.

Die Werte für die spezifische Feuchte müssen teilweise, die Werte der potentiellen Äquivalenttemperatur sämtlich neu berechnet werden. Eintragung und Rechnung obliegt dem Techniker. Für die augenblicklich vorhandenen 7 deutschen und 3 bis 4 ausländischen Temp-Meldungen genügen 2 Blätter des Adiabatenpapiers. Die einzelnen Stationen werden durch Farben unterschieden. Die Höhenstufen (200), 500, 1000, 1500, 2000, (2500), 3000, 4000, 5000 (und 6000) Meter werden für jeden Aufstieg besonders angemerkt, damit die betreffenden Werte in das Rechenformular für zeitliche Änderungen leicht übertragen werden können.

Ist ein weiterer Techniker verfügbar, so kann bei allen Höhenwindmessungen eine Zerlegung in die Nordsüd- und Ostwestkomponente (z.B. nach der Tabelle am Ende dieses Berichtes) vorgenommen werden. Die anfallenden Komponenten können sogleich in die Zeichenformulare 2, 3 und 4 eingetragen werden.

§ 3. Das Bewegungsfeld der Atmosphäre.

a) in der Horizontalen

Zu seiner Erfassung dienen die horizontalen Schnitte des Formulars 5. In diesem sind alle Schnitte bis 6000m

auf einem Blatt vereinigt, was die Übersicht sehr erleichtert. (An Verbesserungen für dieses Blatt sind erwünscht: unter Beibehaltung des Maßstabes ein nach Süden und Westen erweiterter Ausschnitt; Kennzeichnung der einzelnen Aufstiegsstellen; statt Angabe der Flüsse, Höhenschichtenlinien in 200, 500, 1000 und 3000 Meter.Nach Eintragung sämtlicher Pilotwindmessungen unter Heranziehung der Windangaben der Bergstationen, die besonders kenntlich zu machen sind, (1 Fieder des Windpfeils=4m/s) durch den Techniker, obliegt dem Meteorologen die Darstellung des Windvektorfeldes durch Ermittlung der Linien gleicher Windstärke und der Strömungslinien.

Für strengere Ansprüche, die sich mit der Zeit unfehlbar einstellen, empfiehlt sich die exakte Behandlung des Vektorfeldes nach den Bjerknes'schen Anweisungen (Bjerknes, Kinematik der Atmosphäre, II, Vieweg und Sohn, Braunschweig, 1913), insbesondere die Ziehung von Isogonen. Diese gestatten, die Divergenz- und Konvergenzlinien genauer zu bestimmen. Denn jedes Stück einer Isogone, in dem die Tangente an die Isogone mit dem durch die Isogone definierten Richtungselement zusammenfällt,ist Stück einer solchen singulären Linie. Durch graphische Subtraktion zweier aufeinanderfolgender oder auch beliebiger Horizontalschnitte des gleichen Tages erhält man die Windänderung mit der Höhe als Vektorfeld. Subtrahiert man graphisch die Horizontalschnitte zweier aufeinander folgender Termine, so erhält man die Windänderung innerhalb einer gewissen Zeit ebenfalls als Vektorfeld.Wahrscheinlich wird man für diese feineren Arbeiten aber größere Blätter gebrauchen.

Das Gesamtbild wird übersichtlicher, wenn die Gebiete verschiedener Windstärke in Stufen von 6 Meterse - kunden verschiedenfarbig angelegt werden. Setzt man außerdem noch die den Aufstiegen entnommenen Temperaturwerte der jeweiligen Höhen mit auffallender Beschriftung ein, so ergibt sich sofort ein Bild der Abgrenzung und

des Transportes verschieden temperierter Luftmassen.

b) in der Vertikalen.

Zur rohen Untersuchung der Windverteilung in der Vertikalen geht man am besten so vor, daß man das gesamte Material nochmals verarbeitet. Und zwar trägt man die Windmessungen durch einfache Auseinanderreihung der Pfeile in ein Kartenformular Nr. 4, besser noch in die Bodenwetterkarten von Deutschland oder Europa, in letztere beide mit roter Tusche, unter Beifügung der Höhen in Hektometern, ein. Entnimmt man diesen Aufzeichnungen noch die genaueren Höhen etwa vorhandener Windsprünge,so läßt sich in einem Sonderkärtchen leicht eine Topographie des Windsprunges entwerfen.

§ 4. Das Feld des Luftdrucks.

In engem Zusammenhang mit dem Bewegungsfeld steht die Topographie der Hauptisobarenflächen. Für deren Berechnung ist das Formular 1 entworfen. Die Höhen werden in dynamischen Metern angegeben.

Man geht dabei von den Höhen der 1000-mbar-Fläche in den "Sondergruppen" aus, entnimmt dem Adiabatenblatt die mittleren (virtuellen) Temperaturen der Schichten zwischen 1000 und 900 mbar, 900 und 800 mbar usw.(und bestimmt nach Tabelle 28 in Linke, Handbuch I,Seite 274 und 275) die zugehörigen Schichtdicken. Die gesuchten Höhen ergeben sich durch einfaches Zusammenzählen. Auch diese Arbeit kann dem Techniker überlassen bleiben.

Die gefundenen Werte werden in die 6 Kärtchen der Hauptisobaren des Zeichenformulars 4 übertragen und man zeichnet rot die Isohypsen der einzelnen Flächen und grün Linien gleicher Schichtdicke, die gleichzeitig das mittlere spezifische Volumen dieser Schicht angeben.

Die gewonnenen Karten sind von unmittelbarer praktischer Bedeutung für die Flugberatung, weil sie die Berichtigung der Aneroidhöhenmessern für Flüge in beliebiger Richtung unmittelbar abzulesen gestatten. Eine Um -

rechnung der dynamischen Meter auf geometrische Höhen durch Zuschlag von 2% ist nur in seltenen Fällen notwendig. Überdies ändern sich von einer Hauptisobare zur anderen diese Unterschiede nur wenig, so daß leicht für jede Zwischenhöhe interpoliert werden kann.

Da die Schicht zwischen zwei Hauptisobaren umso dicker ist, je wärmer diese Schicht ist, gibt die relative Topographie zweier Flächen sofort angenäherten Aufschluß über die Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre. Umgekehrt erkennt man durch die relative Topographie sofort, warum die Hauptisobaren in einer gewissen Richtung abfallen oder ansteigen. Die Isohypsen selbst laufen wegen des Fehlens der Reibung sehr angenähert der wirklichen Windrichtung parallel. Die Karten der absoluten Topographie ergänzen also in vollkommener Weise das Bewegungsfeld der Atmosphäre in jenen Höhen und Gegenden, wo Pilotwindmessungen wegen Wolken fehlen. Über eine Methode zur Berechnung des Gradientwindes aus der Topographie hat B e r g in einem vorangehenden Erfahrungsbericht nähere Anweisungen gegeben. Die Bemühungen zur Erfassung des Höhenwindes bei allen Wetterlagen, die gegenwärtig besonders lebhaft sind, (vgl.auch Erfahrungsbericht Schwerdtfeger, 8.Folge Nr.17) scheinen auf dem Wege über die Topographie am ehesten zu einer rationellen Lösung zu kommen und es wird das nächste Ziel der aerologischen Forschung im Hinblick auf praktische Verwendung sein, durch genaue Druckmessung im Flugzeug und Einführung weiterer Meßpunkte (Aufstiegsstellen)die Topographie und damit die Höhenwindmessung entsprechend zu verfeinern.

Zunächst wird es genügen, Strömungskarten und topographische Karten durch gegenseitigen Vergleich aufeinander abzustimmen und durch die Koppelung ihrer Ergebnisse das Bild über den Massenaufbau der Atmosphäre zu festigen. Die praktische Erfahrung hat gezeigt, daß die Strömungskarten vorläufig mehr Einzelheiten liefern.

Die Übereinstimmung zwischen beiden Darstellungen ist bei starken Winden, die ja in erster Linie interessieren, überraschend groß und darf auch noch in Fällen schwacher Winde und damit schwacher Gradienten, bezw. schwacher Neigung der Isobaren-Flächen recht gut genannt werden.

Da die üblichen Wetterkarten nicht die Höhe einer bestimmten Druckfläche, sondern die Schnitte verschiedener Druckflächen mit einer bestimmten Höhe (Meereshöhe) liefern, können Isobarenkarten für bestimmte Höhen erwünscht sein. Man kann nun nach den Tabellen 17M in Bjerknes Meteorologischen Tabellen die topographischen Karten auf Isobarenkarten in einer festen dynamischen Höhe umzeichnen. Man kann aber auch, ausgehend von den Kurven im Adiabatenblatt, nach den von Stüve, bezw. C a n n e g i e t e r in Linke, Handbuch, II, Abschnitt XIII, b und c gegebenen Verfahren die Drucke in festen Höhen auf Zehntel-Millibar genau ausrechnen, wozu der Druck in der Meereshöhe in dieser Genauigkeit gegeben sein muß. Hat man auf diese Weise die genauen Druckgradienten und ihre Änderung mit der Höhe bestimmt, so läßt sich sogar die zeitliche Änderung der Schichtdicke zwischen zwei Höhen errechnen, worüber ein Sonderbericht beabsichtigt ist.

§ 5. Das Temperaturfeld.

Die horizontale Verteilung der gewöhnlichen Temperatur wurde schon bei den Strömungskarten erfaßt und bietet zusammen mit der relativen Topographie einen ersten Einblick in den thermischen Aufbau der Atmosphäre. Das volle räumliche Bild, das bei keinem Element so wichtig ist als bei der Temperatur, wird aber erst erhalten durch die Ergänzung der horizontalen Schnitte mittels vertikaler Temperaturschnitte. Dazu dienen die Zeichenformulare Nr. 2 und 3. Sie sind im Maßstabe der Europakarte so entworfen, daß sie sich in der Vertika -

len über Hamburg treffen und gestatten deshalb durch Aufschneiden und Ineinanderfügen an dieser Stelle sogar ein räumliches Modell einfachster Art zu bauen, von dem gern Gebrauch gemacht wird.

a) Die gewöhnliche Temperatur.

Aus allen vorliegenden Angaben von Temp-Aufstiegen, Berg- und Bodenstationen werden in jedem Blatt zuerst die Isothermen gezeichnet.

Anfänglich nur von 5 zu 5 Grad gezeichnet, hat die Entwicklung von selbst dazu geführt, daß der Isothermenabstand auf einen Grad verringert wurde. Dies erwies sich besonders im Raume zwischen Boden und 3000 m als notwendig, weil nur so die für den Flugverkehr so wichtigen Inversionen klar herausgestellt werden können. Man kennzeichnet sie praktisch durch Anlegen mit gelbem Farbstift. Die Führung der Isothermen auf Grund der Aufstiege läßt sich nach kurzer Übung schon so sicher gestalten, daß der örtliche Charakter der Temperaturangaben von Bergstationen (Schneedecke, nächtliche Ausstrahlung, Föhn) sehr scharf heraustritt und bei der Diagnose berücksichtigt werden kann.

Die Erfassung der Temperaturschichtung in der Vertikalen ergibt Grundlagen für die Flugberatung von eminent praktischer Bedeutung. Übernimmt man aus dem Klartext der Temp-Aufstiege die Wolkenschichtung und zeichnet diese ebenfalls ein, so wird sich in fast allen Fällen ein Urteil über die Lage der Wolkenetagen in ganz Deutschland an einem bestimmten Tage ergeben. H a r t m a n n zeigt in einem vorausgehenden Erfahrungsbericht, wie sich aus den Kurven des Adiabatenpapieres eine angenäherte Bestimmung der Hebung oder Senkung von Luftmassen durch dynamische oder thermische Vorgänge erzielen läßt. Damit würden auch die zeitlichen Änderungen in der Höhenlage und der vertikalen Ausdehnung der Wolkenschichten erfaßt. Gilt dies vornehmlich für die wärmere Jahreszeit, so kommen für die kältere Jahreszeit

Höhenlage und Stärke der Inversion zu besonderer Bedeutung, weil sie enge mit den an die Abgleitflächen gebundenen Hochnebelschichten zusammenhängen. Das Vorhandensein höherer Wolken über dem Hochnebel gestattet im Verein mit der aus den Strömungskarten hervorgehenden Windschichtung in manchen Fällen ein Urteil über die Auflösung des Hochnebels durch die dann mögliche Einstrahlung. Noch wichtiger sind die aerologischen Befunde für die Nachtflugberatung, weil sie nach dem Berg'schen Erfahrungsbericht beim Zusammentreffen gewisser Umstände (Vorhandensein einer Inversion sowie einer feuchten Nordwestströmung in der Höhe über einer windschwachen und kalten Bodenschicht) eine Beurteilung der Bildungstendenz von Hochnebel in den späten Nachtstunden gestatten. Da Inversionen tagelang fortbestehen und beim Fehlen sonstiger Störungen fast ausnahmslos absinken, wird damit unter Heranziehung der örtlichen Erfahrungen über die Nebelbildung eine Vorhersage auf längere Sicht,also vom Morgen zur Nacht, ermöglicht. Im Verein mit den Angaben über die spezifische Feuchte und die Sättigung in Bezug auf Eis, die beide aus dem Adiabatenpapier in die Vertikalschnitte übernommen werden, ergeben sich ferner wichtige Aufschlüsse über Vereisungsmöglichkeiten. Der Flugberater wird aus einem so durchgearbeiteten Vertikalschnitt ohne große Mühe jene Höhenschichten bestimmen können, die wegen der Nähe einer Front durch Vereisung besonders gefährdet erscheinen. Er kann dann in den meisten Fällen eine Minimalhöhe angeben, oberhalb deren eine Vereisung nicht mehr zu erwarten ist. Damit ist aber in der meteorologischen Seite des Vereisungsproblems ein wichtiger Schritt vorwärts getan. Die Frage, ob jene Minimalhöhe mit einem gegebenen Flugzeugtyp so schnell erreicht werden kann, daß der Eisansatz in den zu durchsteigenden gefährlichen Höhenschichten genügend klein bleibt, ist dann lediglich ein Problem der Flugzeugführung, im weiteren Sinne ein Problem der Schaffung

schnellsteigender Maschinen, eine Aufgabe des Flugzeug - baues.

b) Die potentielle Äquivalanttemperatur.

Die Ausnutzung des Vertikalschnittes ist mit der Verwendung der gewöhnlichen Temperatur noch nicht er - schöpft. Man wird in die gleichen Blätter auch noch die Werte der potentiellen Äquivalenttemperatur aus den Kurven des Adiabatenpapiers eintragen können und ihre Iso - thermen ziehen.

Zur besseren Übersichtlichkeit kann man sie etwa grün zeichnen und sie unterhalb +25Grad blau,darüber rot anlegen.

Der Hauptwert dieser Darstellung liegt (vgl. die verschiedenen Arbeiten von S c h i n z e) in einer guten Erkennbarkeit der Luftmassen über Deutschland. Einheitliche Luftmassen besitzen annähernd die gleiche po - tentielle Äquivalenttemperatur; dort, wo also der Gra - dient dieser Temperatur besonders groß ist, wo sich mithin ihre Isothermen stark drängen, darf man die Grenze zweier Luftmassen (Trennungsflächen) annehmen. Selbst - verständlich wird man sich zur genaueren Bestimmung dieser Flächen auch der Ergebnisse der Bodenwetterkarten von Europa bezw. Deutschland bedienen, in welche die Schnittlinien dieser Flächen mit dem Boden (Fronten)eingetragen sind. Beide Karten werden dadurch gegenseitig berichtigt. Diese Zuordnung wird noch dadurch erleich - tert, daß man die entsprechenden Werte der Boden- und Bergstationen berechnet und in die Schnitte mit herein - nimmt. Die bereits früher erwähnte Komponentendarstel - lung des Höhenwindes veranschaulicht deutlich die Ten - denz der Verlagerung der Luftmassen. Man kann sogar von Fall zu Fall zu einer rechnerischen Erfassung dieser Bewegungen auf Grund der Kontinuitätsgleichung vorschrei - ten.

Die Grenzen der Luftmassen wurden oben aus dem Gradienten der potentiellen Äquivalenttemperatur be -

stimmt. Nun ist bekanntlich die Zirkulationsbeschleuni - gung, die ein Maß für die verfügbare kinetische Energie abgibt, aus den Solenoiden der Flächen der gewöhnlichen und der potentiellen Temperatur, im Vertikalschnitt, also aus den Parallelogrammen der Isothermen dieser Temperaturen errechenbar, wie im Erfahrungsbericht 8. Folge, Nr.14 B E N D E R - B E R G gezeigt wurde. Wenn es auch theoretisch n i c h t zulässig ist, die potenti - elle durch die äquivalentpotentielle Temperatur zu er - setzen, so kann doch in größeren Höhen, in denen der Wassergehalt der Atmosphäre rasch abnimmt, die potenti - elle Temperatur in guter Annäherung durch die äquivalent- potentielle Temperatur ersetzt werden. Man darf also auch aus der hier gewählten Koppelung zweier Temperatu - ren im Vertikalschnitt Schlüsse auf die Zirkulationsbe- schleunigung und damit auf die Energie in der Atmosphä- re ziehen. Wenn diese auch quantitativ nicht genügend genau sind, so gestatten sie doch wenigstens eine rohe örtliche Festlegung. Die Energie ist also dort groß, wo sich die Isothermen beider Temperaturen unter beträcht- lichem Winkel (bis zu einem rechten) schneiden.Die Rich- tung der Energieumwandlung von kinetischer zu potentiel- ler Energie zielt - wie aus dem Vertikalschnitt unmit - telbar abgelesen werden kann - dahin, die Solenoide zum Verschwinden zu bringen, d. h. die sich kreuzenden Sy - steme der beiden Isothermen parallel zu legen.

§ 6. Die zeitlichen Änderungen.

Im Rahmen des Bodenwetterdienstes wird gern von den zeitlichen Änderungen der Temperatur und des Luft - drucks Gebrauch gemacht. Auch in der freien Atmosphäre sind sie von großem Nutzen, müssen aber erst berechnet werden. Dazu dient das Rechenformular 2, das für jedes Element gesondert verwendet werden kann. Man wird sich mit 24-stündigen Änderungen begnügen wollen, obwohl auch Änderungen über längere Zeiträume von Wert sein können.

Hat man die Differenzen zum Vortag ("Heute" minus "Gestern", so daß "Gestern" plus "Änderung" das "Heute" ergibt) für Druck, Temperatur und potentielle Äquivalenttemperatur in (neue) Zeichenblätter für horizontale und vertikale Schnitte eingetragen, so ergeben die Isallobaren und Isallothermen ein sehr anschauliches Bild über die eingetretenen Veränderungen. Es empfiehlt sich,diese Flächen farbig anzulegen. Die Isallothermen der gewöhnlichen und der potentiellen Äquivalenttemperatur werden dort nahe übereinstimmen, wo der Wassergehalt der Atmosphäre annähernd gleich geblieben ist. Man bekommt also mittelbar auch Aufschluß über starke Änderungen des Feuchtigkeitszustandes in der Atmosphäre. Wählt man ferner für Druck- und Temperaturzunahme die gleiche Farbe,so tritt das Korrelationsgesetz zwischen Druck und Temperatur: gleichsinnige Änderung in der Höhe, Phasenverschiebung in Bodennähe eindrucksvoll zu Tage. Diese Veranschaulichung über die Struktur der Hoch- und Tiefdruckgebiete ist in ihrem Wert für das Verständnis der Atmosphäre kaum zu überschätzen, denn sie zeigt so recht, wie einseitig die Bodenwetterkarte für sich allein die Beurteilung der Wetterlage beeinflußt.

Von Fall zu Fall ist es auch nützlich, die Höhenänderungen in der Topographie der Hauptisobaren rechnerisch und zeichnerisch zu erfassen. Sowohl die absolute wie die relative Topographie kann so behandelt werden. Es werden sich so Handhaben zur oft erörterten Frage über den Sitz der Druckänderungen in der Atmosphäre ergeben, wenn erst einmal diese bisher kaum gepflegte Art der Untersuchung dieses Problems über ganze Räume hinweg in Fluß gekommen ist.

Zur Erfassung aller zeitlichen Änderungen ist die Bemerkung notwendig, daß die Aufstiege keine zeitlichen Lücken aufweisen dürfen. Für die Wetterflugstellen ergibt sich daraus die schwierige Aufgabe, ihre Aufstiege möglichst wenig vom Wetter abhängig werden zu lassen,eine

Forderung, deren Tragweite das Äußerste an Pflichterfüllung verlangt. Für alle, denen aerologische Ergebnisse zur Verfügung gestellt werden, erwächst die moralische Verpflichtung, ihrerseits das Letzte an Verwertungsmög - lichkeiten herauszuholen.

§ 7. Bemerkungen zur Diagnose und Prognose.

Überblickt man die gesamten Ergebnisse des aerologischen Sonderdienstes, die sich erstrecken auf

1. Aufbau der Atmosphäre in statischer und thermischer Hinsicht,
2. auf die Bewegungen in der Atmosphäre (Kinematik)
3. auf den luftmassenmäßigen Aufbau der Atmosphäre (Energetik)

so haben sie das ideale Ziel, die Vorgänge im Luftozean möglichst vollständig zu erfassen.

Unsere aerologischen Befunde geben nun nur einen verhältnismäßig geringfügigen Ausschnitt über Deutsch - land bis zur Höhe von 5 Kilometern. Wie mehrfach betont, muß zu ihrer Ergänzung die Bodenwetterkarte von Europa mit herangezogen werden. Es ist nicht ohne Nutzen, dies näher zu begründen.

In der neuesten Arbeit von A. G i a o : Über die Theorie der Vorhersage (Beitr.z.Phys.d.fr.Atm.,Bd.XXI, S.7-47), von der noch zu berichten sein wird, ist eine Diskussion des Vorhersageproblems in allgemeinster Form unter Voranstellung der theoretischen Gesichtspunkte erfolgt. Diese Betrachtungen gipfeln darin, daß das Vor - hersageproblem auf ein Entwicklungsprinzip zurückgeführt wird. Dieses ist wieder eine bloße Anwendung des Gesetzes der Nahewirkung von F a r a d a y und M a x w e l l. Das Entwicklungsprinzip lautet:

I. der räumlich genommene Mittelwert $\bar{p}$ (v) über ein Volumen v einer physikalischen Größe p (Luftdruck) ist gleich seinem zeitlich genommenen Mittelwert $\bar{p}$ (t) über eine gewisse Zeitspanne t.

II. Die für Raum und Zeit zu benutzenden Maßstäbe sind funktionell verknüpft. Es ist also

$$\text{I.} \quad \bar{p}\ (v) = \bar{p}\ (t)\ ;$$

oder differenziert:

$$d\bar{p}\ (v) = d\bar{p}\ (t),$$

in Worten: die räumliche Änderung ist gleich der zeitlichen Änderung.

$$\text{II.} \quad v = f\ (t).$$

Beim Fehlen äußerer Einwirkungen wird die Beziehung II zu einer einfachen Proportionalität mit einer charakteristischen Konstanten K, die sich aus dem Verhältnis von festen Raum- und Zeitmaßstäben ergibt.

$$\text{IIa)} \quad v_o = K\ t_o$$

Dies bedeutet für die Wettervorhersage - in einer bisher unerreicht scharfen Formulierung, - daß der zeitliche Geltungsbereich einer Vorhersage funktionell von der räumlichen Ausdehnung der zu Grunde gelegten Wetterkarte abhängt. Unter gewissen Bedingungen sind räumliche Ausdehnung der Wetterkarte und zeitlicher Geltungsbereich der daraus abgeleiteten Vorhersage sogar einander proportional.

Wir dürfen deshalb nicht in den Fehler verfallen, die Bodenwetterkarte als bisherige Grundlage der Wetterdiagnose und Prognose beiseite zu schieben und uns nur auf die Betrachtung eines relativ kleinen aerologischen Bereichs für die Vorhersage zu beschränken, wenn wir nicht den zeitlichen Geltungsbereich unserer Vorhersage auf ein Mindestmaß einschnüren wollen. Diese Gefahr ist umso größer, als die reine Flugberatung für den einzelnen Flug ja keinen großen zeitlichen Geltungsbereich verlangt. Die modernen Flugzeuge haben eine beträchtliche Abkürzung der Flugzeiten gebracht. Es ist im Flugverkehr in Deutschland kaum eine Maschine länger als drei Stunden ununterbrochen in der Luft. Der Flugplan aber, nach dem auch in den Nachmittagsstunden und in der Nacht gestartet wird, ohne daß neue aerologische Daten,

abgesehen von Höhenwindmessungen vorliegen, erfordert einen zeitlichen Geltungsbereich von mindestens 24 Stunden. Schon aus diesen praktischen Gründen, mehr noch aber aus der ideellen Forderung, die Daten aus der freien Atmosphäre soweit wie möglich auszunutzen, ist eine Beibehaltung der Bodenwetterkarten, insbesondere der Europawetterkarte notwendig. Weist man aber dieser erhöhte Bedeutung zu, so ergibt sich wieder nach den Giao'schen Darlegungen das physikalisch begründete Verlangen, den Bereich der aerologischen Schnitte über Deutschland hinaus auf ganz Europa und die angrenzenden Meere auszudehnen. Diesem Ziel sollte die internationale meteorologische Zusammenarbeit der nächsten Jahre dienen.

§ 8. Schluß.

Begnügt man sich mit der praktischen Verwertung der mit beträchtlicher Aufwendungen an menschlicher Energie und sachlichen Mitteln errungenen aerologischen Daten im engeren Rahmen der Flugsicherung, so darf - sofern nur mit einem gewissen Eifer zur Sache die hier geschilderte Arbeit Tag für Tag erledigt wird - für die Flugberatung mit einem sicheren Wirkungsgrad gerechnet werden. Er liegt nicht so sehr darin, daß nun in jedem einzelnen Fall, der mitunter sehr schwierig sein kann, die absolut zutreffende Diagnose und damit die geschickteste Flugberatung verbürgt sein soll, sondern in der Erziehung und Gewöhnung zu einer möglichst lückenlosen Betrachtung der Atmosphäre über Mitteleuropa bis zu einer Höhe von 5 - 6 Kilometern.

Hier liegt auch eine große, aber dankbare Aufgabe für die Ausbildung des Nachwuchses vor. Nicht allein die kommenden Jahrgänge der Flugmeteorologen - für die eine vertiefte aerologische Durchbildung in Theorie und Praxis wohl selbstverständlich ist - sondern auch der Fliegernachwuchs muß von der durch die Technik der Sportflugzeuge bedingten Bindung an die bodennahen Schichten

der Atmosphäre, welche die gefährliche Brandungszone des Luftmeeres darstellen, gelöst werden und durch theoretische und praktische Lehre unter Hinweis auf das Beispiel der Verkehrsluftfahrt auf die freie Weite des Luftmeeres hingewiesen werden, das den eigentlichen Machtbereich für den wirklichen Flieger bildet.

Genau wie die zähe und planvolle Arbeit im Ausbau der Bodenorganisation in der Deutschlandkarte ihren Niederschlag gefunden hat, muß eine zweckvolle Flugsicherung dahin gelangen, das Element des Fliegers, die freie Atmosphäre, bis in Einzelheiten zu durchforschen und die Resultate in eine für den Berater und den zu Beratenden gleich übersichtliche Form bringen.

Es ist beabsichtigt, in Kürze weiter ausgearbeitete Vorschläge zu letzterer Aufgabe vorzulegen.

Vorerst müssen aber die in dieser Arbeit gegebenen Ansätze einer synoptischen aerologischen Verarbeitung im praktischen Dienst erprobt und ausgebaut werden. Das vereinte Wirken aller Beteiligten wird zu wertvollen Ergebnissen führen.

T a b e l l e n

Tabellen
zur
Komponentenzerlegung des Windes

v in m/s		4	8	12	16	20	24	28
v in km/h		15	30	45	58	72	87	102
				West – bezw. Südwestkomponente.				
W-Komponente	SW-Komponente							
02	30	-1.5	-3.1	- 4.6	- 6.1	- 7.7	- 9.2	-10.7
04	00/32	-2.8	-5.7	- 8.5	-11.3	-14.1	-16.9	-19.1
06	02	-3.7	-7.4	-11.1	-14.8	-18.5	-22.1	-26.2
08	04	-4.0	-8.0	-12.0	-16.0	-20.0	-24.0	-28.0
10	06	-3.7	-7.4	-11.1	-14.8	-18.5	-22.1	-26.2
12	08	-2.8	-5.7	- 8.5	-11.3	-14.1	-16.9	-19.1
14	10	-1.5	-3.1	- 4.6	- 6.1	- 7.7	- 9.2	-10.7
16	12	0	0	0	0	0	0	0
18	14	+1.5	+3.1	+ 4.6	+ 6.1	+ 7.7	+ 9.2	+10.7
20	16	+2.8	+5.7	+ 8.5	+11.3	+14.1	+16.9	+19.1
22	18	+3.7	+7.4	+11.1	+14.8	+18.5	+22.1	+26.2
24	20	+4.0	+8.0	+12.0	+16.0	+20.0	+24.0	+28.0
26	22	+3.7	+7.4	+11.1	+14.8	+18.5	+22.1	+26.2
28	24	+2.8	+5.7	+ 8.5	+11.3	+14.1	+16.9	+19.1
30	26	+1.5	+3.1	+ 4.6	+ 6.1	+ 7.7	+ 9.2	+10.7
32/00	28	0	0	0	0	0	0	0

Süd - bezw. Südostkomponente.

S-Komponente	SE-Komponente							
02	30	-3.7	-7.4	-11.1	-14.8	-18.5	-22.1	-26.2
04	00/32	-2.8	-5.7	- 8.5	-11.3	-14.1	-16.9	-19.1
06	02	-1.5	-3.1	- 4.6	- 6.1	- 7.7	- 9.2	-10.7
08	04	0	0	0	0	0	0	0
10	06	+1.5	+3.1	+ 4.6	+ 6.1	+ 7.7	+ 9.2	+10.7
12	08	+2.8	+5.7	+ 8.5	+11.3	+14.1	+16.9	+19.1
14	10	+3.7	+7.4	+11.1	+14.8	+18.5	+22.1	+26.2
16	12	+4.0	+8.0	+12.0	+16.0	+20.2	+24.0	+28.0
18	14	+3.7	+7.4	+11.1	+14.6	+18.5	+22.1	+26.2
20	16	+2.8	+5.7	+ 8.5	+11.3	+14.1	+16.9	+19.1
22	18	+1.5	+3.1	+ 4.6	+ 6.1	+ 7.7	+ 9.2	+10.7
24	20	0	0	0	0	0	0	0
26	22	-1.5	-3.1	- 4.6	- 6.1	- 7.7	- 9.2	-10.7
28	24	-2.8	-5.7	- 8.5	-11.3	-14.1	-16.9	-19.1
30	26	-3.7	-7.4	-11.1	-14.8	-18.5	-22.1	-26.2
32/00	28	-4.0	-8.0	-12.0	-16.0	-20.0	-24.0	-28.0

Nr. 23: Dr. H. Reinhardt

Aerologie der Warmfront vom 22. Februar 1934. (Synoptisch-Aerologische Studien der Flug - wetterwarte Hannover Nr. 4). Mit Abb. 256-264.

Die Wetterkarte vom 21. Februar 0800 Uhr zeigte eine neugebildete Störung über Island, von einem starken Fallgebiet begleitet, während sich südlich Irland ein Zentrum hohen Druckes bis nach Mittelfrankreich hinzog. Als größten Druckunterschied zeigte diese Karte 35 mbar. Da jedoch um dieses Hoch verhältnismäßig warme subtropische Luftmassen der Islandstörung zugeführt wurden, während auf der Rückseite um 15 Grad kältere Polarluft nachschob, konnte sich die Störung bis zum 22. Februar 0800 Uhr um 25 mbar vertiefen und bis vor die mittelnorwegi - sche Küste vordringen. Gleichzeitig verlagerte sich das Gebiet höchsten Druckes nach Süddeutschland. Am drit - ten Tag lag der Kern der Zyklone mit 970 mbar, sich noch weiter vertiefend, über Finnland.

Wir wollen uns nun mit dem 22. Februar beschäfti - gen, da unsere Aufstiege an diesem Tag die zu obiger Störung gehörige Aufgleitfläche sehr markant wiederga - ben. Um 0800 Uhr verlief die zu der Lofotenstörung gehörige Warmfront von Mittelnorwegen über Südschweden - in Deutschland über Stettin, Dresden, Darmstadt - nach Nordfrankreich. In Deutschland betrugen am Boden die Tempe - raturunterschiede im Frontgebiet noch drei Grad, aller - dings waren von Dresden ab westlich die Drucktendenzen ausgeglichen, während sich nördlich davon auch in der Isallobarenkarte die Front sehr charakteristisch heraushob.

An diesem Tage standen sämtliche deutschen Aufstiege, (Hamburg und Lindenberg reichten leider nur bis 2000 m), sowie die Temps von Kjeller (10.00 Uhr), Duxford (14.00 Uhr) und De Bilt (10.00 Uhr) zur Verfügung. Nach diesen Aufstiegen wurden zuerst Vertikalschnitte von West nach Ost (Duxford - Königsberg) und Nord nach Süd

(Kjeller - Friedrichshafen) der gewöhnlichen sowie der äquivalent-potentiellen Temperatur gezeichnet (Abbildungen 256 und 257). In Abbildung 256 zeigt sich nun eine sehr deutliche Luftkörpergrenze mit durchgehender Inversion, die zwischen Lindenberg und Berlin den Boden trifft. In 2500 m Höhe haben wir über Hamburg einen Warmluftkörper von 30 Grad äquivalent-potentiell, in Königsberg jedoch einen Kaltluftkörper von weniger als 10Grad äquivalent-potentiell. Bestätigt wird diese Luftkörpergrenze dadurch, daß wir über Königsberg eine Feuchtigkeitszunahme von 45% in 3000 m auf 70% in 5000 m haben. In der gleichen Höhe von 2500 m besteht zwischen Hamburg und Königsberg in den gewöhnlichen Temperaturen ein Unterschied von 10 Grad. Aus dem Ost-West-Schnitt ersehen wir auch, wie nützlich die Verwendung der äquivalent-potentiellen Temperaturen ist, da durch sie erst die Aufgleitfläche zur Geltung kommt und die Zusammengehörigkeit der Lindenberger Bodeninversion mit der Königsberger Inversion in 3000 m erwiesen wird. Nach diesem Schnitt besitzt die Aufgleitfläche eine Steigung von 1 : 160, sie ist also außerordentlich steil.

Suchen wir nun in Abbildung 257 die Warmfront, so finden wir sie, wie schon aus der Bodenkarte hervorgeht, ziemlich abgeschwächt bei Darmstadt. In diesem Schnitt wird das Bild fast täglich gestört durch die durch die Alpen bedingte Unregelmäßigkeit in der atmosphärischen Schichtung. So greift zwischen Darmstadt und München in 1800 m Höhe eine gegen die Umgebung um 5 Grad kältere Luftmasse zungenförmig in die umgebende Warmluft.In diesem Schnitt haben wir sehr hohe Temperaturen in der Höhe, die 35 Grad äquivalent-potentiell erreichen. Es ist zweifelhaft, ob in diesem Schnitt ebenfalls die 15-Grad-äquivalent-potentielle-Isotherme die Luftmassengrenze bestimmt. Man muß hier berücksichtigen, daß in Süddeutschland schon an den Vortagen Warmluft einströmen konnte und daß es hier unter dem Einfluß des Hochdruckgebietes

zur Ausbildung einer Strahlungsinversion kam. Daß hier aber trotzdem eine Luftkörpergrenze vorhanden ist,beweist das steile Ansteigen der äquivalent-potentiellen Isothermen in der Höhe, wo wir ebenfalls Temperaturunterschiede von 10 Grad äquivalent-potentiell auf kurze Horizontal - entfernung finden. Der steile Anstieg der 30-Grad äqui - valent-potentiellen Isotherme dürfte jedoch mit dem gleichsinnigen Anstieg zwischen Berlin und Hamburg (Ab - bildung 256) identisch und durch einen zweiten Schub feuchterer Warmluft verursacht sein.

Betrachten wir nun die der Abbildungen 256 und 257 entsprechenden Änderungsschnitte, die die 24-stündige Änderung der gewöhnlichen Temperatur sowie des Luftdrukkes vom 21. Februar 08.00 Uhr zum 22. Februar 08.00 Uhr darstellen. (Abbildungen 258 bis 261). Änderungsschnitte der äquivalent-potentiellen Temperatur sind dem Bericht nicht beigegeben, da sie in diesem Fall gleichsinnig mit der gewöhnlichen Temperatur verlaufen, was jedoch nicht immer der Fall ist. Die Erwärmung ist in einem zur Auf - gleitfläche parallelen Gebiet, jedoch 3000 m darüber, am größten. Über Königsberg, wo die Warmluft sich erst in - nerhalb der letzten 24 Stunden über die Kaltluft schob und diese verdrängte, ist die Änderung mit über 12 Grad am größten, während mit der Aufgleitfläche selbst nur eine Erwärmung von ungefähr drei Grad verbunden ist.Über Duxford kündet sich schon der Einbruch von Kaltluft an, die Abkühlung ist aber noch sehr gering. Größere Gegen - sätze zeigt der Isallothermenschnitt in nord-südlicher Richtung. Über Kjeller ist seit dem Vortage eine Erwär - mung von 14 Grad eingetreten. Macht man sich durch Zu - sammenstecken der beiden Schnitte ein räumliches Bild,so sieht man, daß die Erwärmung in südöstlicher Richtung vordrang, mit den Alpen jedoch nach Süden abgegrenzt ist. Da im Süden die Warmluft der aus dem südwest-europäischen Hoch ausströmenden Kaltluft parallel strömt, verläuft die Zone größter Erwärmung in Abbildung 260 fast horizon-

tal. Bemerkenswert ist noch eine kleine Abkühlungszone in der Höhe zwischen Darmstadt und München, die beweist, daß die in Abbildung 257 erkenntliche Kaltluftzunge sich erst während des Warmluftvorstoßes zwischengeschoben hat.

Die Druckänderungskarten, Abbildung 261 und 262 zeigen im Bereich und hinter der Aufgleitfläche den größten Anstieg. Dieser ist so zu erklären, daß an der außerordentlich steilen Aufgleitfläche ein Luftmassenstau eintritt, wofür auch die ausgeprägte Geschwindigkeitskonvergenz in der Strömungskarte spricht. Von dem Gebiet größter Stauung nimmt der Betrag der Druckzunahme in horizontaler und vertikaler Richtung in der Warmluft ab.

Die Strömungskarte für den 22. Februar, Abbildung 258, ist leider wegen der geringen Zahl gemeldeter hoher Piloten, Deutschland hatteim Bereich der Warmluft eine durchweg geschlossene Wolkendecke, die erst am Nachmittage aufriß, ziemlich lückenhaft. Trotzdem ist auch hier die Aufgleitfläche durch eine Geschwindigkeitskonvergenz deutlich zu erkennen. In Abbildung 258 sind noch die gewöhnlichen Temperaturen in den einzelnen Niveaus eingetragen, deren Unterschied vor und hinter der Front in allen Höhen ungefähr 8 Grad beträgt. Bis 3000 m hebt sich der jeweilige Schnitt mit der Aufgleitfläche gut heraus. In dieser Höhe ist wohl in den Temperaturen noch ein großer Unterschied vorhanden, dagegen entspricht der Königsberger Höhenwind seiner Richtung und Stärke nach schon der Warmluftströmung, also ein Zeichen dafür, daß hier an der Luftmassengrenze die Kaltluft von der warmen Nordwestströmung mitgerissen wird.

Abbildung 263 zeigt die absolute Topographie mit den virtuellen Mitteltemperaturen. Die Isohypsen sind von 50 zu 50 m gezeichnet. Wir sehen ein ziemliches Druckgefälle in Richtung SSW - NNE, welches mit der Höhe noch zunimmt, was der Windstärkezunahme in Abbildung 258 entspricht. Die Karten der absoluten Topographie sind da-

durch besonders wertvoll, daß die Windströmung in der Höhe mit der Isohypsenrichtung übereinstimmt, was auch in diesem Fall ein Vergleich der Abbildungen 258 und 263 zeigt. Falls uns evtl. überhaupt keine Höhenwindmes - sungen zur Verfügung stehen, können wir aus diesen Kar - ten auf die Windrichtung und Änderung mit der Höhe schließen, in unserem Fall z.B., daß eine mit der Höhe von West auf Nordwest drehende, an Stärke zunehmende Luftströmung vorhanden sein muß.

Die 24-stündliche Änderung der absoluten Topogra - phie, Abbildung 264, zeigt im Bereich des Warmluftvor - stoßes ein starkes Ansteigen der Schichten, bis zu 200 m im Osten Deutschlands, dem ein Absinken über der Nord - see entgegensteht. Ersteres ist, wie aus den eingefüg - ten Änderungen der virtuellen Temperatur hervorgeht, rein thermisch bedingt und wird noch durch den Stau vor der Gleitfläche verstärkt. Das Gebiet negativer Ände - rung über der Nordsee ist so zu erklären, daß erstens, wie aus einem Vergleich der Wetterkarten der beiden Ta- ge hervorgeht, durch die Verlagerung des Islandwirbels ein allgemeiner Druckfall von ungefähr 10 mbar eingetre- ten ist. Diesem würde ein Absinken der Schichten um et- wa 100 m entsprechen, welches jedoch zum Teil durch die große Erwärmung kompensiert und in größeren Höhen schließlich in ein Ansteigen der Schichten umgewandelt wird.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß wir mit Hilfe des jetzt zur Verfügung stehenden aerologischen Materials ein sehr anschauliches und vollständiges Bild von dem Zustand und den Veränderungen innerhalb der un- teren Troposphäre erhalten. Als synoptisch besonders wertvoll zeigen sich die Druck- und Temperaturänderungs- schnitte sowie die Karten der absoluten Topographie.

Nr.24: Dr. K. K e i l

Die Verteilung der Höhenwinde über Berlin nach Richtung und Geschwindigkeit.

Nr.25: Dr. R. B e c k e r
Ein Windfernanzeiger.

Nr.26: Dr. L. E g e r s d ö r f e r
Fehlerhafte Windaufzeichnungen am Steffens - Hedde-Böenschreiber.

Nr.27: F. S i e g e r
Eine bequeme Methode zur genauen Bestimmung der Hauptniveauflächen.

Nr.28: Stud.-Ass. Rolf S i e g e l
Über Darstellungsmethoden für die Ergebnisse der täglichen deutschen Höhenaufstiege. Mit Abb. 265 - 269.

In der vorliegenden Arbeit werden Darstellungsmethoden für die Ergebnisse der deutschen Höhenaufstiege beschrieben, wie sie bei der Wetterflugstelle München in Zusammenarbeit mit der Flugwetterwarte München entwikkelt worden sind. Sie haben den Zweck, die täglichen aerologischen Messungen und Beobachtungen in übersichtlicher Form für den praktischen Flugwetterdienst nutzbar zu machen. Es werden im folgenden auch Erfahrungen und die sich daraus ergebenden Anregungen mitgeteilt, die bei der Entwicklung der Darstellungsmethoden gewonnen wurden.

Darstellungsart I.

Leitgedanke: Genauestmögliche Wiedergabe der Temperatur- und Feuchteverteilung mit dem Druck bezw. mit der Höhe; enge Verbindung der Messungsergebnisse mit den Augenbeobachtungen; Vergleichbarkeit der Stationen untereinander bei Wahrung der Übersichtlichkeit; Vergleichsmöglichkeit mit den Ergebnissen des Vortages für jede Station.

Beschreibung: Drucktemperatur- und Druckfeuchte-Kurven der Aufstiege werden mit verschiedenen, den einzelnen Aufstiegsstellen fest zugeteilten Farben in zwei Gruppen auf Pauspapier aufgezeichnet. Gruppe 1 umfaßt:

Berlin (440), Hamburg (403), Königsberg (422), Linden - berg (425); Gruppe 2 umfaßt: Darmstadt (415), Fried - richshafen (444), München (414) und zum Vergleich mit Gruppe 1 einen zweckmäßig gewählten Aufstieg dieser Grup- pe 1. Ferner werden die Druckhöhenkurven eingetragen,so- weit die nötigen Angaben vorliegen. Am Rande der Paus - blätter werden in einzelnen Spalten für jede Station die Angaben der Textmeldungen über Wolkenarten, Wolkenver - teilung, Böigkeits- und Vereisungszonen entsprechend den angegebenen Höhen veranschaulicht. Als Unterdruck dient das linear zweifach vergrößerte Netz des Stüve'schen Adiabatenpapiers. Der Bereich von +45° C bis -40° C und von 0% bis 100% rel. Feuchte auf der Abscissenachse und von 1050 mbar bis 400 mbar auf der Ordinatenachse bean - sprucht eine Fläche von 65 cm mal 50 cm. Diese Größe ge- stattet bei der Wetterbesprechung die gleichzeitige Be - trachtung durch mehrere Personen. (Vgl. Abbildung 265a und 265b). Die 24-stündige Änderung jeder Station wird sichtbar gemacht, indem für jede der beiden oben ge- nannten Gruppen über einem Unterdruck die Bogen des Vor- tages und des laufenden Tages aufgespannt werden.

Bemerkungen: Durch diese Darstellungsart werden die Aufstiege eines Tages nicht nur untereinander,son - dern auch mit den Ergebnissen des Vortages in eine über- sichtliche Beziehung gebracht. Es gewährt auch das Zurück- greifen auf die Ausgangswerte der Auswertung recht wert- volle Möglichkeiten; so können z.B. die für Nebel und Hochnebellagen wesentlichen Angaben über Höhe und Ausmaß der Inversionen und ferner die für Luftkörper-Betrach - tungen bedeutungsvollen Aufschlüsse über Größe und Ver - teilung der Gradienten bei diesem Darstellungsverfahren für den auf Raschheit eingestellten Arbeitsgang der Flug- wetterwarten einfachst und übersichtlichst veranschau - licht werden.

Darstellungsart II.

Leitgedanke: Erfassung der Entwicklung und Umbildung der Wetterlagen im zeitlichen Ablauf durch Darstellung der aus den Sondergruppen erhältlichen Aufschlüsse vom Massenaufbau der Atmosphäre.

Es dienen hierzu die beiden folgenden graphischen Darstellungen, (siehe Abbildungen 266 und 267).

Beschreibung: Blatt 1

Abszissen-Achse (Zeitachse): Tage (Abstand zweier folgender Tage 3/2 cm).

Ordinaten-Achse: Geodynamische Hektometer (100 gdm = 4 cm).

Blatt 2

Abszissen-Achse (Zeitachse): Tage (Abstand zweier folgender Tage 3/2 cm).

Ordinaten-Achse: $^{\circ}$ C (1°C = 1 cm).

Es werden in den durch Darstellungsart I gegebenen Farben für jede vorhandene Station von Tag zu Tag eingetragen:

in Blatt 1: aus dem Sonderschlüssel das Geopotential der 1000 mbar-Fläche und der 500 mbar-Fläche abzüglich 5000 gdm,

in Blatt 2: die beiden durch den Sonderschlüssel vermittelten virtuellen Mittel-Temperaturen.

Auf jedem Blatte sind also zwei Kurvenscharen, die noch durch die Art der Strichführung unterschieden werden können, und die, von besonderen Ausnahmen abgesehen, sich nicht überschneiden.

Bemerkungen: Bei aller Einfachheit gewähren diese Schaubilder oft wertvolle Aufschlüsse über die Herkunft von 24- aber auch 3-stündigen Tendenzen und über den Entwicklungszustand der Druckgebilde auf der Bodenwetterkarte. Leider wird diese Ergänzung der Bodenwetterkarte durch die Art und Auswahl der in den Funksprüchen übermittelten Angaben beeinträchtigt. Es ist für eine quantitative Untersuchung in der für den laufenden Dienst

nötigen Schnelligkeit sehr hinderlich, wenn nur die Geopotentiale gewisser Druckstufen erhältlich sind, da ja bei gleicher Druckänderung am Boden und in 5000 m die Höhenschwankungen der 1000 mbar- und der 500 mbar-Fläche untereinander merklich verschieden sind.

Würden die Drucke in den Haupthöhenstufen für alle Aufstiegsstellen täglich gesandt werden, statt, wie gegenwärtig, nur sehr unzuverlässig für einzelne Stationen, so würden im Blatt 1 zweckmäßig Drucke in bestimmten Höhenstufen anstelle der Geopotentiale treten. Es wäre dann ferner möglich, in ganz entsprechender Art auch die Druckverteilung in der 3000 m-Fläche darzustellen. Auf diese Weise würden vorzeitig abgebrochene Aufstiege,(die bei den dann oft besonders schwierigen Lagen auch besonders wertvoll sind,) sowie vielfach die Aufstiege von Friedrichshafen und Lindenberg für diese und die in Abschnitt III folgenden Betrachtungen nutzbar gemacht werden können. Bei der Verwendung von Drucken in Höhenstufen kann für den laufenden Dienst wegen der Weitmaschigkeit des Netzes eine Angabe der ganzen mbar als ausreichend angesehen werden, zumal die in wichtigen Fällen oft unvermeidlichen Startverzögerungen, die räumliche und zeitliche Ausdehnung der Aufstiege eine Angabe auf 1/10 mbar für synoptische Zwecke oft verbietet. Bei feststehender Reihenfolge der Angaben könnte man sich daher auf die Verschlüsselung der Zehner und Einer der mbar-Angaben beschränken; die Wiedergabe der Werte für Boden, 1000, 3000 und 5000 m erfordert dann nur (4 x 2 =) 8 Zahlen. Als Vergleichswerte zu den Drucken in gewissen Höhenstufen erscheinen Bodenwerte zweckmäßiger als auf 0 m NN reduzierte Werte. Der Einfluß der Vorgänge in den einzelnen Schichten auf die Druckänderung am Boden an der gleichen Station wird am besten mit Hilfe der durch keine Extrapolation gefälschten Bodenwerte gewonnen; synoptische Vergleiche der Bodendrucke dagegen werden weit vorteilhafter auf der Bodenwetterkarte selbst vorgenommen.

Bei sorgfältiger Nachrechnung der Drucke in gewissen Höhenstufen aus den Geopotentialen der benachbarten Hauptisobarenflächen fanden sich Abweichungen von 2 mbar und mehr gegen die für die Stationen in den Aerologischen Berichten gegebenen Werte; es wird daher schon um dieser Veröffentlichungen willen ein Weg zur genauen Feststellung der Drucke in den Höhenstufen gefunden werden müssen.

Darstellungsart III.

Leitgedanke: Möglichst übersichtliche Wiedergabe der Zusammenhänge von Druck und Temperatur- und Feuchte-Schichtung in geographischer Verteilung als Ergänzung der Bodenwetterkarte für den täglichen Wetterdienst.

Beschreibung: In 4 übereinander geordneten, nach Westermanns Umriß-Stempeln hergestellten Karten (A, B, C, D) werden folgende Eintragungen gemacht:(Vgl. Abbildung 268).

In Karte A: Geopotential der 500 mbar-Fläche abzüglich 5000 gdm in den Aufstiegsorten (schwarz), darüber die Änderung gegen Vortag (bei Erniedrigung: rot, bei Erhöhung: blau; in der Abbildung 268 vor der Zahlenangabe bei Erniedrigung: F, bei Erhöhung: S). Soweit diese Eintragungen Rückschlüsse auf die Höhenwinde ermöglichen, werden diese Höhenwindkonstruktionen in großen Zügen eingetragen (schwarz)

in Karte B: Virtuelle Mitteltemperaturen der Schicht zwischen 800 mbar und 500 mbar (schwarz), darüber die Änderung gegen Vortag (bei Erwärmung: rot, bei Abkühlung: blau; in der Abbildung 268 vor der Zahlenangabe bei Erwärmung: E, bei Abkühlung: A). Zwischen beiden Angaben wird in einem kleinen Quadrat durch farbige Horizontalrechtecke die ungefähre

lotrechte Verteilung der relativen Feuchte angedeutet (relative Feuchte unter 40%:orange, 40% bis 69% braun, 70% und mehr: grün, in der Abbildung für eine relative Feuchte unter 40%: weißes Feld, 40% bis 69%: senkrecht gestreiftes Feld, 70% und mehr:schwarzes Feld).

in Karte C: Für die Schicht von 1000 mbar bis 800 mbar entsprechende Eintragungen wie in Karte B.

in Karte D: Für das Geopotential der 1000 mbar-Fläche entsprechende Eintragungen wie in Karte A, jedoch ohne Angaben über die Winde.

Bemerkung: Soweit die Höhenwindkarten der Flugwetterwarte München oder die Entwicklung der Temperaturverteilung in der Höhe eine Überprüfung zuließen, waren die Erfahrungen mit der Konstruktion der Höhenwinde für den Bereich zwischen 5000 und 5500 m günstig. Bei verbreiteten tiefen Wolkendecken werden entsprechende Karten für 1000 und 3000 m wertvolle Anhaltspunkte bezüglich der Höhenwinde geben können. Die Verwendung von Druckwerten für gewisse Höhenstufen empfiehlt sich für die Verwertung im laufenden Dienst noch besonders wegen der Möglichkeit, dabei auch die Druckangaben der deutschen Bergstationen einbeziehen zu können. Versuchsweise Anfertigungen solcher Karten aus älterem aerologischen Material ergab eine erfreuliche Übereinstimmung mit den Höhenwindmessungen, sobald die verwendeten Druckangaben zuverlässig waren.

Für eine möglichst übersichtliche Darstellung der Temperaturverteilung in den einzelnen Schichten wäre für die winterliche Lage eine Dreiteilung in die Schichten: Boden bis 900 mbar, 900 mbar bis 700 mbar, 700 mbar bis 500 mbar ebenfalls von Vorteil. Es gestattet insbesondere in dieser Jahreszeit die Abtrennung der Schicht unter der 900 mbar-Fläche wesentlich bessere Einsichten in den Temperaturaufbau der Atmosphäre und dessen Um -

schichtung, vor allem hinsichtlich der verkappten Kälteeinbrüche. Es sei dies im folgenden durch einige Zahlenbeispiele erläutert.

In den Monaten Januar und Februar 1934 wurden in 42 Fällen an je zwei aufeinander folgenden Tagen Höhenaufstiege ausgeführt, bei denen die virtuellen Mitteltemperaturen für die Schichten

I	von	1000	mbar	bis	900	mbar,
II	"	900	"	"	800	"
III	"	800	"	"	700	"
IV	"	700	"	"	600	"
V	"	600	"	"	500	"

sämtlich ermittelt werden könnten. In den 42 Fällen erhält man

einen Absolutbetrag der 24-stündigen Änderung der virtuellen Mitteltemperatur		in den Schichten I	II	III	IV	V
von weniger als 3.0°C	in	29	19	24	21	22
von 3°C bis 5.9°C		5	15	10	13	12
von 6°C bis 8.9°C		8	4	4	6	6
von 9°C und mehr		0	4	4	2	2

Fällen.

Die gerade zwischen der ersten und der zweiten Spalte auftretende Verschiedenheit der Werte weist auf den ungleichmäßigen Verlauf der Temperaturen in den untersten Schichten hin. Deutlich kommt die auffällig schlechte Übereinstimmung des Temperaturganges in den beiden untersten Schichten auch zum Ausdruck, wenn für den Unterschied der Temperaturänderung von Tag zu Tag zwischen je 2 benachbarten Schichten die Mittelwerte gebildet werden. Aus den oben genannten 42 Fällen erhält man als solche Mittelwerte bezüglich der Schichten:

I und II:	II und III:	III und IV:	IV und V:
4.4°C	1.7°C	1.6°C	1.7°C

Werden die hier verwandten Einzelwerte nach Temperaturbereichen aufgespalten, so ergibt sich die nachstehende

Verteilung der 42 Fälle:

Absolutbetrag der Differenz aus den 24-stündigen Temperaturdifferenzen	bezüglich der Schichten Iu.II:	IIu.III:	IIIu.IV:	IVu.V
von weniger als 3.0°C	20	36	37	37
von 3°C bis 5.9°C	9	5	5	4
von 6°C bis 8.9°C	5	1	0	1
von 9°C und mehr	8	0	0	0

Die Wirkung des Entstehens und besonders des raschen Verschwindens der winterlichen Bodeninversionen kommt hier in Spalte I außerordentlich deutlich zur Geltung. Der temperaturerhöhende Einfluß der winterlichen Inversionen macht sich gerade in der Schicht von 900 mbar bis 700 mbar besonders geltend, der Kaltluftsee seine temperaturerniedrigende Wirkung in der Schicht zwischen Boden und 900 mbar. Die gesonderte Wiedergabe der virtuellen Mitteltemperatur der Schicht unter 900 mbar erscheint also für eine übersichtliche Darstellung der Temperaturschichtung in winterlichen Lagen als sehr zweckmäßig. (Vgl. Abbildung 267). Eine Teilung der Schicht von 900 mbar bis 500 mbar durch die 700 mbar-Grenze in Anlehnung an die 3000 m-Stufe für die Druckwerte ist nach den umseitigen Ergebnissen unbedenklich. Eine der umseitigen Zusammenstellung entsprechende Tabelle für 42 Fälle der Monate Juni und Juli 1933 liefert folgende Ergebnisse:

Absolutbetrag der Differenz aus den 24-stündigen Temperaturdifferenzen	bezüglich der Schichten Iu.II:	IIu.III:	IIIu.IV:	IVu.V:
von weniger als 3.0°C	39	38	39	40
von 3°C bis 5.9°C	3	2	3	2
von 6°C bis 8.9°C	0	2	0	0
von 9°C und mehr	0	0	0	0

Die Zusammenhänge der einzelnen Schichten sind hier wesentlich einheitlicher und die Zusammenfassung der Bereiche von 900 mbar bis 700 mbar erscheint in dieser Zeitspanne weniger bedenklich als die Zusammenfassung der Schicht 1000 mbar bis 800 mbar im Winter. Die verhält-

nismäßig kleine Zahl von 42 Fällen für die beiden Zusammenstellungen ergab sich aus dem Wunsch, im wesentlichen längere zusammenhängende Flugperioden heranzuziehen und so den inneren Wert der Statistik zu erhöhen. Aus diesen Erwägungen mußten auch die früheren Jahre und die um vieles bezeichnenderen Verhältnisse des Dezembers 1933 unberücksichtigt bleiben. - Für die Schicht, die nach oben von der 900 mbar-Fläche begrenzt wird, scheint es zweckmäßig, als untere Begrenzung den Boden zu wählen. Für die Stationen, die nahe 0 Meter NN liegen, bleiben die Werte dabei fast unverändert synoptisch vergleichbar, für die anderen Stationen sind die Werte dieser Schicht aus geographischen Gründen gegenseitig ohnehin nicht oder nur sehr bedingt vergleichbar. Für die Änderung von Tag zu Tag an der gleichen Station werden aber besser durch keinerlei Extrapolationen beeinflußte Werte zugrunde gelegt.

Es wurde weiterhin versucht für den laufenden Dienst geeignete Darstellungsweisen zu finden, in denen die Angaben der Sondergruppen über das Kumulus-Kondensationsniveau, über Auslöse-Energie, Stabilität und Labilität, davon abgeleitete oder ähnliche Größen verwertet werden sollten. Diese Bemühungen hatten jedoch bisher noch nicht den gewünschten Erfolg.

Soweit die außer dem eigentlichen Temp gebrachten Gruppen für den Dienst der Flugwetterwarten eine Art Kurzschriftdarstellung der Temperaturverteilung und des Massenaufbaues der Atmosphäre über Deutschland liefern sollen, erscheinen nach den Bemerkungen zu den Darstellungsarten II und III folgende Unterlagen wünschenswert:

1). Regelmäßige und zuverlässige Druckangaben für Boden, 1000 m, 3000 m und 5000 m in ganzen mb zur Analyse der Fall- und Steiggebiete und als Ergänzung zu den Höhenwindkarten.

2). Angabe der virtuellen Mitteltemperaturen für

die Bereiche: Boden bis 900 mbar, 900 mbar bis 700 mbar, 700 mbar bis 500 mbar, da so für die winterlichen Lagen ein wesentlich vollständigeres Bild vor allem der Temperaturumschichtungen gewonnen werden kann.

Es könnte dann die Darstellungsart III in folgender Weise abgeändert werden: (Vgl.Abbildung 269).

In 6 übereinander angeordneten, nach Westermanns Umrißstempeln hergestellten Karten (A, B, C, D, E, F) werden folgende Eintragungen gemacht:

in Karte A: Drucke in 5000 m in den Aufstiegsorten (schwarz), darüber die Änderungen gegen Vortag (bei Druckfall: rot, bei Druckanstieg: blau; in der Abbildung 269 vor der Zahlenangabe bei Druckfall: F, bei Druckanstieg: S); unter den Druckangaben die Änderung des Druckunterschiedes zwischen Boden und 5000 m seit Vortag (bei Abnahme: rot; bei Zunahme:blau; in der Abbildung 269 vor der Zahlenangabe bei Abnahme: A, bei Zunahme: Z). Soweit diese Eintragung Rückschlüsse auf den Höhenwind ermöglichen, werden diese Höhenwindkonstruktionen in großen Zügen eingetragen.(schwarz).

in Karte B: Virtuelle Mitteltemperaturen der Schicht zwischen 700 mbar und 500 mbar (schwarz),darüber die Änderung gegen Vortag (bei Erwärmung: rot, bei Abkühlung: blau, in der Abbildung 269 vor der Zahlenangabe bei Abkühlung: A, bei Erwärmung: E). Zwischen beiden Angaben wird in einem kleinen Quadrat durch farbige Horizontalrechtecke die ungefähre lotrechte Verteilung der relativen Feuchte angedeutet (relative Feuchte unter 40%: orange, von 40% bis 69%: braun, 70% und mehr: grün; in der Abbildung 269 für eine relative Feuchte unter 40%: weißes Feld, 40% bis 69%: senkrecht

gestreiftes Feld, 70% und mehr: schwarzes Feld).

in Karte C: Für 3000 m entsprechende Eintragungen wie in Karte A.

in Karte D: Für die Schicht von 700 mbar bis 900 mbar entsprechende Eintragungen wie in Karte B.

in Karte E: Für 1000 m entsprechende Eintragungen, wie in Karte A, jedoch ohne Angaben über Ände - rung des Druckunterschiedes gegen Boden.

in Karte F: Für die Schicht Boden bis 900 mbar entspre - chende Eintragungen wie in Karte B, jedoch ohne Angaben über Winde.

Die sämtlichen Darstellungen können für einen Tag bei störungsfrei aufgenommenen Meldungen und ungestörter Arbeitszeit von einer eingearbeiteten Kraft in etwa 1 Stunde bewältigt werden. Wird jeder einzelne Aufstieg sofort nach Empfang bearbeitet, so kann nach dem derzeitigen Sendeplan die Darstellung I kurz nach 11 Uhr, die Darstellung II und III etwa um 11.30 Uhr abgeschlossen sein.

Den Herren Flugmeteorologen von der Flugwetterwarte München Dr. Stöbe, Dr. Boley, Stud.-Ass. Holzer und Dr. Marquardt bin ich für ihre Anregungen und ihre fruchtbare Kritik, durch die sie insbesondere an der Entwicklung der Darstellungsart I maßgeblichen Anteil genommen haben, zu großem Danke verpflichtet. Herrn Findeisen danke ich für die Förderung der Arbeit.

Erläuterung

zu den Abbildungen 265a und 265b:

Abb.265a) verkleinertes Beispiel der Darstellungsart I für die Stationen: Darmstadt, Friedrichshafen, München und (z.Vergl.mit d.anderen Gruppe) Berlin.

Abb,265b) verkleinertes Beispiel der Darstellungsart I für die Stationen: Hamburg, Berlin, Königsberg, Lindenberg.

Nr.29: Dr. F. B i e l i c h
Sicht- und Nebelverhältnisse des Flughafens Erfurt.

Nr.30: J. E n g e
Windverteilung bis 1500 m Höhe und innere Reibung in den unteren 500 m der Atmosphäre bei Nacht über Köln. Mit Abb. 270 und 271.

Für den Nachtluftverkehr werden von verschiedenen Flugwetterwarten Deutschlands seit einigen Jahren Pilotballonaufstiege ausgeführt. Da aber - vom letzten Winter abgesehen - die Nachtstrecken nur vom Frühjahr bis zum Herbst durchgeführt wurden, standen für diese Untersuchung der Windverhältnisse bei Nacht nur Aufstiege aus den Monaten März bis Oktober zur Verfügung.

Um eine zuverlässige Mittelbildung für Windgeschwindigkeit und -richtung in der Höhe zu erzielen, wurden nur die unteren 1500 m der Atmosphäre bearbeitet, da Aufstiege in größeren Höhen in genügender Anzahl nicht vorhanden waren. So konnten 172 Aufstiege aus den Jahren 1931 bis 1933 Verwendung finden. Über die an der Flugwetterwarte Köln verwendete technische Ausführung der Pilotballonaufstiege sei auf die Ausführungen B a u e r s (1)*) verwiesen. Die Pilotballone der zur Verfügung stehenden Aufstiege hatten alle eine Steiggeschwindigkeit von 150 m/min. Personalmangels wegen war es leider nicht möglich, eine größere Reihe von Doppelanschnitten durchzuführen, um die Fehlergrenzen der Steiggeschwindigkeit festzustellen. Die Fehler können aber nicht besonders groß sein, da an der Flugwetterwarte in Köln allgemein die Erfahrung gemacht wurde, daß die gleichzeitig von Pilotballon und Scheinwerfer angeschnittenen Wolkenhöhen - besonders bei gleichmäßiger Schichtbewölkung - außerordentlich gut übereinstimmten.

---

*)Die Zahlen verweisen auf das Literaturverzeichnis am Ende der Arbeit.

Da vor allem zur Untersuchung der virtuellen Rei - bung die genaue Gradeinteilung in der 360-teiligen Skala nötig war, mußten sämtliche Aufstiege noch einmal nach den Originalaufzeichnungen ausgewertet werden. Im deut - schen Flugwetterdienst war es ja früher üblich, die 32- teilige Windrichtungsskala zu verwenden, während neuer - dings auch die 360-teilige auf 10° genau benutzt wird.

Die mittleren Windgeschwindigkeiten von Anemogra - phenhöhe bis zu 1500 m zeigt die Abbildung 270. Zum Ver - gleich sind die von H e s s e l b e r g und S v e r - d r u p (2) über Lindenberg bei Tag bis 600 m Höhe ge- fundenen Werte eingetragen worden. Die gefundene Kurve entspricht der bekannten Verteilung der Windgeschwindig- keit mit der Höhe. Sehr deutlich erscheint die Differenz zwischen Windstärke bei Tag und Nacht. Auch die schon früher vermutete und nachgewiesene größere prozentuale Zunahme der Windgeschwindigkeit vom Boden, nach der Hö - he zu bei Nacht ist gut zu erkennen (3). Während bei den Lindenberger Werten die Windstärke von 100 bis 500 m das 1,4 bis 1,6-fache der in Anemographenhöhe gemessenen be- trägt, tritt bei den Nachtaufstiegen in Köln für das gleiche Intervall ein Zuwachs auf das 3,6 bis 5,1-fache ein.

Tabelle 1 zeigt die prozentuale Verteilung der Windrichtungen in den unteren 1500 m der Atmosphäre. Am Boden kann, von den Windstillen abgesehen, deutlich der Einfluß des Rheintales im Vorherrschen der Winde aus SE bis S und aus NW bis N erkannt werden. Als Erscheinung des Berg- und Talwindes vom Bergischen Land herab müs - sen wohl teilweise die mit 13% auftretenden E-Winde auf- gefaßt werden, zumal die Stadt Köln - der Flughafen liegt im NW von ihr - kein Hindernis bildet. Mit zuneh- mender Höhe aber fällt die dominierende Rolle der Winde mit westlicher Komponente sehr deutlich ins Auge. Über 300 m liegt das Maximum bei den Westwinden, während ü - ber 600 m die Winde zwischen SW und NW zusammen sogar

über 50% erreichen.

Vor einiger Zeit hat M i l d n e r (4) die Werte für die virtuelle innere Reibung (η) für eine spezielle Luftmasse angegeben. Mildner gibt auch am Schluß seiner Ausführungen einen umfassenden Literaturnachweis für dieses Gebiet, auf den hier verwiesen sei. Im Gegensatz zu ihm sind wohl alle anderen Berechnungen des Wertes oder der Werte für η auf Grund gemittelter Beobachtungser - gebnisse durchgeführt worden. Auch in dieser Untersu - chung muß auf Mittelwerte zurückgegriffen werden,die aber alle aus bei Nacht ausgeführten Pilotballonaufstiegen gewonnen wurden. Um einen Vergleich mit Tagwerten zu ermöglichen, wurde die Berechnung der Größe η parallel zu H e s s e l b e r g und S v e r d r u p (2) unternommen. Da die virtuelle Reibung nichts anderes als Aus - tausch der Bewegungsgröße ist, muß der Reibungskoeffi - zient bei Tag andere Werte als bei Nacht aufweisen.Durch die Mittelbildung gehen andererseits wieder alle die Unterschiede verloren, die die verschiedenen Luftmassen bedingen.

Die folgenden Ausführungen halten sich also durchaus an die Arbeit Hesselbergs und Sverdrups. Die beiden Autoren gehen von der allgemeinen Bewegungsgleichung aus, die in Vektorform den bekannten Ausdruck hat:

$$(8) \qquad j = \alpha G + d + \alpha R.$$

Hierin bedeuten j die Beschleunigung, d die ablenkende Kraft der Erdrotation, α G die Gradientkraft und α R die Reibungskraft. (α = spezifisches Volumen der Luft). Weiterhin wird ein vereinfachter Ausdruck für die Rei - bungskraft eingeführt und in die Bewegungsgleichung eingesetzt. Unter Voraussetzung, daß das auftretende Pro - dukt $\alpha \cdot \eta$ konstant ist, läßt sich dann analog nach E k - m a n die Integration der Gleichung durchführen,die die bekannte logarithmische Spirale ergibt. Für die endgül - tige Ausrechnung des Produktes $\alpha \eta$ und somit des Wertes für die virtuelle Reibung erhalten Hesselberg und Sver-

drup folgende Ausdrücke:

$$(18)\quad v_x = B\, e^{-cz} \sin(b + cz) + \frac{n_o}{d} + \frac{n_1}{d} z - \frac{m_2}{12\alpha\eta} z^4 + \ldots$$

$$v_y = B\, e^{-cz} \cos(b + cz) - \frac{m_o}{d} - \frac{m_1}{d} z - \frac{n_2}{12\alpha\eta} z^4 + \ldots$$

wobei $c = \sqrt{\frac{d}{2\alpha\eta}}$ bedeutet. In diesen Gleichungen sind B, b, c, m_1, n_1, m_2, n_2, Konstanten. Wird im Koordinatensystem der logarithmischen Spirale die Y-Achse in Richtung der Druckkraft gelegt, dann erhält man:

$$n_o = \alpha G_o \quad \text{und} \quad m_o = 0.$$

Mit Hilfe der angegebenen Gleichungen und der Werte der Windrichtung und -stärke über Lindenberg berechnen die beiden Autoren dann den Wert für η in den unteren 500 m der Atmosphäre. Ihre Berechnungen führen sie auf zwei Arten aus. Erstens wird für das ganze Höhenintervall ein passender Wert für $\alpha\eta$ gesucht, der eine mittlere Reibungskonstante der unteren 500 m ergibt. Weiterhin wird eine genauere Bestimmung des Wertes η durchgeführt, so daß das gesamte Höhenintervall in kleinere Stufen (z = 0–200 m, 100–300 m usw.) eingeteilt wird, für die jeweils ein konstantes Produkt $\alpha\eta$ zu finden ist. In diesem Falle kann das letzte Glied der Gleichungen (18) gestrichen werden. Es wird so verfahren, daß z.B. mit Hilfe der aus der Spirale bekannten v_x und v_y für z = o m und z = 200 m und eines gewählten $\alpha\eta$ die Konstanten B, b, c, m, n bestimmt werden. Das Produkt $\alpha\eta$ muß so ausgesucht werden, daß sich beim Einsetzen in die Gleichungen für z = 100 m gute Übereinstimmung zwischen den beobachteten und berechneten Werten von v_x und v_y erzielen läßt. Auf die gleiche Art und Weise wird für die Höhenstufen 100 – 300 m, 200 – 400 m und 300 – 500 m verfahren.

Für die Berechnung von η aus den Kölner Nachtpilotaufstiegen wurde das letztere genauere Verfahren gewählt. Da die Aufstiege alle in der Zeit zwischen 22 und 24 Uhr liegen, war es möglich, die Werte für die Gradientkraft und die Winkel γ zwischen Windrichtung und Gradientkraft

aus den an der Flugwetterwarte Köln gezeichneten 23-Uhr-Wetterkarten zu entnehmen. Aus einer Reihe von Karten war dies eindeutig nicht möglich; ferner fielen verschiedene Karten aus oder waren unvollständig z.B. durch die besonders im Sommer häufig auftretenden Gewitterstörungen. Immerhin standen noch 119 Aufstiege zur Verfügung, für die nochmals die mittleren Windgeschwindigkeiten bis zu 600 m Höhe und die mittleren Werte für γ berechnet wurden. Die Tabellen 2 und 3 geben die erhaltenen Werte für die einzelnen 150 m-Stufen bezw. interpoliert für volle 100 m. Außerdem enthalten die Tabellen den ermittelten Wert für den Ausdruck $\frac{\alpha\, Go}{d}$. Um die Zahlengrößen für v_x und v_y zu erhalten, wurden die in Tabelle 3 enthaltenen Werte graphisch aufgetragen, wobei -wie schon angegeben - die mittlere Druckkraft zur positiven Y-Achse gemacht wurde. Das Resultat gibt Abbildung 271 und Tabelle 4. Außerdem erscheinen in Tabelle 4 die berechneten Werte für v_x und v_y.

Für das gesamte Intervall hatten Hesselberg und Sverdrup bei den Lindenberger Aufstiegen 4,0 für das Produkt $\alpha\eta$ gefunden. Eine Zusammenstellung der von ihnen bei der stufenweisen Berechnung gefundenen Werte und derjenigen von Köln findet sich in Tabelle 5. Desgleichen sind in der folgenden Tabelle 6 die Reibungskoeffizienten η für die einzelnen Höchenschichten über Köln bei Nacht und über Lindenberg bei Tag gegenübergestellt. Hesselberg und Sverdrup analog wurde α = 800 für den Erdboden festgesetzt. Auch die Zunahme von 0,8 für α pro 1 m wurde beibehalten. Ein Blick auf beide Tabellen zeigt, daß in Köln nach anfänglichem Anwachsen sowohl bei $\alpha\eta$ als auch bei η allein eine Abnahme erfolgt, während bei den Lindenberger Werten $\alpha\eta$ eine stetige Zunahme zeigt, und η selbst sich in gewissen Grenzen konstant hält. Dies führte zu der Annahme, daß sich η in den unteren Schichten der Atmosphäre nahezu konstant verhalten wird. Nach einer Annäherungsrechnung hält sich bei

den beiden Autoren dieser konstante Wert sogar bis in Höhen von 3000 m. Mildner und andere haben aber nachgewiesen, daß dem nicht so ist. Es wurde vielmehr eine Zunahme des Reibungskoeffizienten mit einem Maximum in 200 bis 250 m Höhe gefunden, während darüber η wieder im Abnehmen begriffen ist. Dasselbe tritt bei den aus den Kölner Nachtpiloten gefundenen Werten deutlich in Erscheinung. Auch hier ist ein gutes Maximum bei etwa 200m Höhe zu konstatieren.

Nicht besonders auffallend ist der Unterschied zwischen Tag- und Nachtwerten (Tabelle 6) besonders in den Höhen bis zu 300 m. Vielleicht kommt es daher, daß die Lindenberger Aufstiege frühmorgens gemacht worden sind, wo erfahrungsgemäß die Turbulenz noch keine großen Werte erreicht, während bei den Kölner Nachtaufstiegen gegen 23 Uhr vor allem im Sommer sich immer noch eine gewisse Unruhe in der Atmosphäre bemerkbar machen dürfte. Sehr deutlich wird der Unterschied, wenn man die Werte von Mildner heranzieht. Hier treten in den unteren Schichten z.T. 10 mal größere Werte auf als bei Nacht. Berücksichtigt muß natürlich werden, daß es sich bei Mildner um eine spezielle Luftmasse und hier um Mittelwerte, die aus den verschiedensten Witterungssituationen gewonnen wurden, handelt.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß es auf Grund der von Hesselberg und Sverdrup gemachten Annahme gelang, aus einer Reihe von Nachtpiloten Mittelwerte über die Reibungsverhältnisse der unteren 500 m bei Nacht und über einigermaßen flachem Gelände zu erhalten. Im Gegensatz zu Hesselberg und Sverdrup zeigte es sich, daß das vielfach gefundene Maximum des Reibungskoeffizienten auch bei Nacht nachzuweisen ist; gleichfalls trat der Unterschied zwischen den Reibungsverhältnissen bei Tag und Nacht in Erscheinung.

Literatur:

L i t e r a t u r :

1. Chr. Bauer — Technik der Höhenwindmessungen bei Nacht. Erfahrungsberichte des Deutschen Flugwetterdienstes, 6. Folge, Nr. 24.

2. Th. Hesselberg u. H.U. Sverdrup — Die Reibung in der Atmosphäre, Veröffentl. des Geophysik.Inst. d.Universität Leipzig, 2.Serie, Heft 10.

3. Hann und Süring — Lehrbuch der Meteorologie, 4. Auflage, Seite 402 ff.

4. P. Mildner — Über die Reibung in einer speziellen Luftmasse in den untersten Schichten der Atmosphäre. Beitr. z. Physik d. fr. Atmosphäre (Bjerknes Festschrift) Bd. 19, 1932.

T a b e l l e n 1 - 6

Tabelle 1:

Prozentuale Häufigkeit der Windrichtungen

Höhe	Still	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
0	18	15	3	13	12	11	7	10	11
0- 150	0	15	12	13	14	9	12	15	10
150- 300	0	12	10	11	14	12	14	14	13
300- 450	0	12	10	10	14	12	11	16	15
450- 600	0	9	11	8	14	10	14	18	16
600- 750	0	9	10	9	13	9	14	22	14
750- 900	0	9	9	7	15	8	14	22	16
900-1050	0	7	8	10	13	9	12	25	16
1050-1200	0	6	7	10	10	12	15	24	16
1200-1350	0	7	7	8	9	12	15	27	15
1350-1500	1	8	5	8	8	12	15	28	15

Tabelle 2:

α Go / d	0		0-150		150-300		300-450		450-600	
	γ	v	γ	v	γ	v	γ	v	γ	v
8.61	39.3°	1.4	61.1°	4.6	76.3°	6.8	83.3°	7.1	87.0°	6.8

Tabelle 3:

α Go / d	0		100		200		300		400		500	
	γ	v	γ	v	γ	v	γ	v	γ	v	γ	v
8.61	39.3°	1.4	65°	5.0	75°	6.5	80°	7.0	84°	7.1	86°	6.9

Tabelle 4:

		0	100	200	300	400	500
Beobachtet	v_x	1.0	4.5	6.3	6.9	7.0	6.9
	v_y	1.1	2.1	1.7	1.2	0.7	0.5
Berechnet	v	1.0	4.2	6.5	7.1	7.1	6.9
	v_y	1.1	2.3	1.9	1.0	0.7	0.5

Tabelle 5.

Höhenschicht		0-200	1-300	2-400	3-500
α	Köln	2.5	3.0	2.5	2.5
	Lindenberg	3.0	3.8	4.2	4.8

Tabelle 6.

Höhenschicht	0-200	1-300	2-400	3-500
η (M^{-1} Köln	0.0037	0.0042	0.0032	0.0030
TS^{-1}) Lindenberg	0.004	0.005	0.005	0.006

9. Folge.

Nr. 1: G. Stüve

Die Darstellung meteorologischer Elemente in Vertikalschnitten. Mit Abb. 272 - 282.

In Veröffentlichungen von Vertikalschnitten sowohl wie in sogenannten "Isoplethen" (vertikalen Zeitschnitten) finden sich häufig Darstellungen von meteorologischen Elementen, die mit den sonstigen Darstellungen nicht in Übereinstimmung sind. Öfter auch sind die Interpolationen zwischen zwei Aufstiegsangaben in einer durchaus unwahrscheinlichen Weise durchgeführt. Es sollen deshalb in folgendem an Hand von Darstellungen der Temperatur und der potentiellen Temperatur die Prinzipien auseinandergesetzt werden, die beim Zeichnen der Schnitte maßgebend sind.

Die Aufstiege liefern die Beobachtungsergebnisse weder in einer Vertikalen noch zu einem bestimmten Zeitpunkt, doch ist in den meisten Fällen die horizontale und die zeitliche Verschiebung zwischen zwei Meßwerten eines Aufstiegs aus verschiedener Höhe gering gegen den räumlichen oder zeitlichen Abstand zweier Aufstiege, sodaß man die Ergebnisse eines Aufstieges meist so verwerten kann, als ob sie in der Vertikalen über einer Station gleichzeitig gemessen wären.*) Benutzt man zur

*)Wenger, Veröff.d.Geophys.Inst.Leipzig Bd.I S.217.

Darstellung als Abszisse die horizontale Entfernung und als Ordinate die Höhe, so wird man die gemessenen Werte in einer Vertikalen über dem Ort des Aufstiegs einzutragen haben. Grundsätzlich besteht kein Unterschied zwischen den Vertikalschnitten und den Isoplethen und was in folgendem über die ersteren gesagt wird, gilt entsprechend auch für die letzteren.

Beim Zeichnen der Vertikalschnitte kann man die tabellenmäßig vorliegenden Aufstiegsergebnisse verwenden, oder die gezeichneten Zustandskurven zu Grunde legen. Die zweite Methode ist unbedingt vorzuziehen, denn jeder Vertikalschnitt ist eine Parameterdarstellung, d.h. es werden Kurven für bestimmte durch ganze Zahlen gegebene Parameterwerte des betreffenden Elementes in das Koordinatensystem gezeichnet und diese Parameterwerte sind in den Tabellen in den seltensten Fällen angegeben, sondern beliebige dazwischenliegende Werte, die man bei der angegebenen Höhe auf der Vertikallinie einzutragen hätte, um dann zwischen ihnen die Parameterwerte graphisch zu interpolieren. Zu der Interpolation zwischen zwei Aufstiegen würde dann noch die Interpolation zwischen zwei gegebenen Aufstiegspunkten hinzukommen.

Man kann dies vermeiden, wenn man die gezeichneten Zustandskurven verwendet, denn aus diesen kann die Höhe der Parameterwerte direkt abgelesen werden. Diese Werte sind zwar auch durch Interpolation gefunden, doch findet letztere in einer Weise statt, die sich wesentlich genauer durchführen läßt als durch den bloßen Anblick und zweitens erfolgen so die Interpolationen nacheinander.

Es ergibt sich nun die Frage, in welcher Weise die Interpolation zwischen zwei Aufstiegen stattfinden muß, damit die gezeichneten Kurven die größte Wahrscheinlichkeit haben, mit den wirklich vorgekommenen Werten übereinzustimmen.

Es seien zwei Zustandskurven a und b in Abbildung 272 gegeben und es sei ein Vertikalschnitt zu zeich-

nen in der Fläche zwischen den Loten über den beiden Stationen, die diese Zustandskurven geliefert haben. Man sieht ohne weiteres, daß die Höhen der Parameterwerte aus den Zustandskurven für sämtliche Temperaturen von -4° bis $+5^{\circ}$ bis zur Höhe von 1600 m entnommen werden können, die man nun auch in dem Vertikalschnitt Abbildung 273 zur Verwendung bringt. Fängt man z.B. mit 0° an, so sieht man, daß in der Zustandskurve a dieser Wert bei 440 m, in b bei 1300 m liegt. Man wird also in dem Schnitt die 0° - Isotherme durch die zwei entsprechenden Höhenpunkte gehen lassen, wie in der Abbildung 273 dargestellt ist. Entsprechend kann man die andern Isothermen hineinzeichnen, wobei sich herausstellt, daß in der Umgebung von Inversionen die Parameterwerte dreimal vorkommen können, so daß man die entsprechenden Isothermen umwenden lassen muß, wodurch geschlossene Linien entstehen. Auf diese Weise ist die Abbildung 273 entstanden. Ob nun diese Abbildung den wirklichen Verhältnissen mit einiger Wahrscheinlichkeit entspricht, kann erst durch eine Hilfezeichnung untersucht werden. In Abbildung 274 sind deshalb die beiden Zustandskurven a und b noch einmal hingezeichnet. Außerdem sind aber noch vier weitere Zustandskurven entworfen, die aus dem Vertikalschnitt Abbildung 273 dadurch gewonnen wurden, daß man in den Vertikalen 1, 2, 3 und 4 die Höhe der Parameterwerte entnommen hat und zur Konstruktion der Zustandskurve 1, 2, 3 und 4 in Abbildung 274 benutzte. Diese Abbildung ergibt also, daß die Inversion der Zustandskurve a sich bei Annäherung an die Zustandskurve b stetig abgeschwächt haben muß bis sie verschwand, während bei Annäherung an die Station b eine Inversion bemerkt wurde, die dauernd zunahm. Eine solche Anordnung ist wenig wahrscheinlich. Es ist vielmehr anzunehmen, daß die Inversionen der beiden Zustandskurven einer einzigen Inversionsschicht angehörten, daß also der Übergang in der Weise erfolgte wie in Abbildung 275 dargestellt ist. Be-

nutzt man diese Abbildung zur Interpolation, so kommt man zu einer Darstellung des Schnittes wie in Abbildung 276. Man sieht also, daß der Schnitt vollkommen anders ausgefallen ist als bei dem ersten Versuch. Man sieht aber auch, daß noch zu berücksichtigen ist, daß die Isothermen an den Inversionsgrenzen nicht abgerundet werden dürfen, wenn in den Zustandskurven Ecken gezeichnet werden. Der Schnitt in Abbildung 276 zeigt sehr deutlich die Ecken der Isothermen an den Inversionsgrenzen wie man sie logischerweise verlangen muß. Auch ist der Verlauf der Inversionsschicht klar zu erkennen, was in Abbildung 273 nicht der Fall ist.

Es erhebt sich nun die Frage, auf welche Weise man erkennen kann, welche Inversionen in zwei Zustandskurven einer Inversionsschicht angehören. Ein recht zuverlässiges Kriterium dafür ist die potentielle Temperatur, wenn keine Kondensation stattfindet und eventuell die pseudopotentielle Temperatur in Räumen mit Kondensation. Diesen Isothermen verlaufen die Inversionen stets nahezu parallel, so daß man eine Möglichkeit hat, zunächst den Verlauf der Inversionsschichten zu zeichnen, wenn ein Vertikalschnitt für die potentielle Temperatur vorliegt. Die potentielle Temperatur nimmt mit Ausnahme von lokalen Störungen, die nicht berücksichtigt zu werden brauchen, stets mit der Höhe zu. Es kommen also hier keine Inversionsgebiete und Mehrdeutigkeiten vor, so daß die Interpolation zwischen zwei Aufstiegen wesentlich zuverlässiger durchgeführt werden kann. Wenn man also zuverlässige Schnitte der wahren Temperatur zeichnen will, wird man stets zunächst die potentielle Temperatur zeichnen und in diesen Schnitt nach den Zustandskurven die Inversionen eintragen, und die Inversionsgrenzen zwischen zwei benachbarten Aufstiegen möglichst parallel den potentiellen Isothermen miteinander verbinden. Dann erst wird man die Temperatur einzeichnen.

In Abbildung 277 sind noch einmal die beiden bis -

her benutzten Zustandskurven dargestellt, außerdem sind im Winkel von 45° Linien eingetragen, die die Entnahme der potentiellen Temperatur gestatten. (Es ist dabei angenommen, daß am Boden überall genau der Normaldruck von 1000 mbar herrscht und daß die adiabatische Temperaturabnahme genau 1° pro 100 m beträgt). Diese Annahmen wurden gemacht, um bei der Arbeitsweise nicht noch weitere Überlegungen einfügen zu müssen. Die Abbildung 278 zeigt nun außer den Isothermen noch die potentiellen Isothermen, die hier genau parallel der Inversionsschicht verlaufen. Man sieht auch, daß der Verlauf der potentiellen Isothermen durch die Inversion nicht gestört wird, nur liegen sie in der Inversionsschicht sehr viel näher aneinander als außerhalb derselben. Die wahren Isothermen dagegen sind gegen die Inversionsschicht stark geneigt und an den Inversionsgrenzen geknickt. Beim Zeichnen von Vertikalschnitten wird man bei geneigten Inversionsschichten stets eine Abbildung bekommen müssen, die der Abbildung 278 ähnlich ist.

Zu untersuchen wäre nun noch, wie sich das Bild ändert in der Nähe von Gipfelpunkten und Mulden von Inversionsschichten. Um dies darzustellen sind in Abbildung 279 mehrere Zustandskurven gezeichnet, die eine sinusförmig auf- und abschwingende Inversion darstellen. Die Adiabaten sind wieder mit eingezeichnet. Entnimmt man dieser Figur die potentiellen Isothermen, so erhält man die dünnen Linien mit der schrägen Bezifferung in Abbildung 280, die ebenfalls parallel der Inversion sinusförmig schwingen. Der letzteren gehören an die potentiellen Isothermen 6° bis 10°. Entnimmt man den Zustandskurven nun noch die wahren Isothermen, so erhält man die dicken, gerade bezifferten Linien in Abbildung 280. An dem Abhang der Sinuswelle ist diese Abbildung der Abbildung 278 durchaus ähnlich. In den Maximal- und Minimalhöhen der Inversion sind die Isothermen geschlossene Kurven und zwar liegen in den Maximalhöhen der Inversi -

on die geschlossenen Kurven an deren unteren Grenze, in den tiefsten Lagen an ihrer oberen Grenze, stets aber sind die Isothermen an den Inversionsgrenzen geknickt. Nur an diesen Stellen können die Isothermen geschlossene Kurven sein.

Aus der Abbildung 280 können noch weitere Regeln für das Zeichnen der Isothermen genommen werden, nämlich:

Die Neigungen der potentiellen Isothermen und der wahren Isothermen sind in Gebieten mit Temperaturabnahme entgegengesetzt gerichtet und in den Inversionsgebieten gleichgerichtet und zwar sind hier die wahren Isothermen stets steiler als die potentiellen.

In Gebieten mit vertikaler Temperaturabnahme fallen die Gipfel der potentiellen Temperatur mit Mulden der wahren Temperatur zusammen und umgekehrt. In Inversionsgebieten sind Gipfel der potentiellen Temperatur auch solche der wahren, ebenso fallen die Mulden der potentiellen und der wahren Temperatur zusammen. Eine kleine theoretische Betrachtung kann diese Zusammenhänge zwischen den Flächen gleicher potentieller Temperatur und den Flächen gleicher wahrer Temperatur erläutern: Aus der Margules'schen Gleichgewichtsbedingung für die Temperatur- und Windverteilung kann man die Neigung der isothermen Flächen gegen die isobaren Flächen berechnen zu

$$tg\,\varepsilon_T = -\frac{l}{g}\cdot\frac{T}{\frac{\partial T}{\partial z}}\cdot\frac{\partial v}{\partial z} \qquad +)$$

Setzt man hierin mit Hilfe der Poisson'schen Gleichung

$$\vartheta = T\cdot\left(\frac{p_n}{p}\right)^{\kappa}$$

für die wahre Temperatur die potentielle ein, so erhält man für die Neigung der potentiellen isothermen Flächen gegen die isobaren Flächen

---

+) Meteorolog. Taschenbuch Bd. I, S. 104, Formel 164, S. 108 Formel 188

$$tg\,\xi_{\vartheta} = -\frac{l}{g}\cdot\frac{\vartheta}{\frac{\partial\vartheta}{\partial z}}\cdot\frac{\partial v}{\partial z} \qquad ++)$$

Hierin bedeutet $tg\,\xi_T$ die Neigung der isothermen Flächen, $tg\,\xi_{\vartheta}$ die Neigung der potentiellen isothermen Flächen gegen die isobaren Flächen $l = 2\Omega\cdot\sin\varphi$ den doppelten Wert der vertikalen Komponente der Erddrehung, g die Schwerkraft, ϑ die potentielle und T die wahre Temperatur und v den Wind. Bildet man die Quotienten der beiden Neigungen, so erhält man

$$\frac{tg\,\xi_T}{tg\,\xi_{\vartheta}} = \frac{T}{\frac{\partial T}{\partial z}}\cdot\frac{\partial \ln\vartheta}{\partial z} = \frac{T}{\frac{\partial T}{\partial h}}\cdot\frac{\partial \ln\vartheta}{\partial h} = \frac{T}{\frac{\partial T}{\partial h}}\left(\frac{\partial \ln T}{\partial h} - \kappa\cdot\frac{\partial \ln p}{\partial h}\right)$$

wo $\kappa = 1 - \frac{c_v}{c_p}$ und statt der Höhe z das Geopotential h in dyn m eingeführt ist. Setzt man hier noch nach der statischen Grundgleichung $\frac{\partial \ln p}{\partial h} = -\frac{1}{R\cdot T}$ und ferner

$\kappa = R\cdot\Gamma$ wo R die Gaskonstante und Γ der adiabatische vertikale Temperaturgradient ist, so erhält man

$$\frac{tg\,\xi_T}{tg\,\xi_{\vartheta}} = \frac{\gamma - \Gamma}{\gamma}$$

wo γ der wirklich vorhandene vertikale Temperaturgradient ist. Die Beziehung zwischen den Neigungen der potentiellen isothermen und der isothermen Flächen für verschiedene γ ist in folgender Tabelle zusammengestellt.

Überadiabatisch	$\gamma > \Gamma$: $tg\,\xi_{\vartheta} > tg\,\xi_T$	gleiches Vorzeichen
Adiabatisch	$\gamma = \Gamma$: $tg\,\xi_{\vartheta} = \infty$	potentielle Isothermen senkrecht
Stabile Vertikale	$\frac{1}{2}\Gamma < \gamma < \Gamma$: $tg\,\xi_{\vartheta} > tg\,\xi_T$	entgegengesetztes Vorzeichen
	$\gamma = \frac{1}{2}\Gamma$: $tg\,\xi_{\vartheta} = tg\,\xi_T$	entgegengesetztes Vorzeichen
Temperaturabnahme	$0 < \gamma < \frac{1}{2}\Gamma$: $tg\,\xi_{\vartheta} < tg\,\xi_T$	entgegengesetztes Vorzeichen

++) Meteorol. Taschenbuch Bd I S. 109 Formel 189

Isothermie	$\gamma - \sigma$	$\therefore tg\,\varepsilon_{T} - \infty$	wahre Isothermen senkrecht
Inversion	$\gamma < \sigma$	$\therefore tg\,\varepsilon_{\vartheta} < tg\,\varepsilon_{T}$	gleiches Vorzeichen.

Hierbei ist zu berücksichtigen, daß das Verhältnis der Neigungen gegen die isobaren Flächen genommen werden muß, was aber nahezu identisch ist mit den Neigungen gegen die Horizontalebene, da ja die isobaren Flächen im Vergleich zu der isothermen Flächen fast stets als horizontal angesehen werden können. Die vorstehende Tabelle bestätigt die Erfahrungen, die beim Zeichnen umseitiger Figuren gemacht wurden. Darüber hinaus sieht man, daß in Isothermien die isothermen Flächen senkrecht stehen, was ja auch zu erwarten war. Ferner ergibt die theoretische Betrachtung, daß, sobald sich die Neigung der Flächen gleicher potentieller Temperatur ändert, auch die der Flächen gleicher wahrer Temperatur sich ändern muß.

In Abbildung 281 ist eine Anzahl von Zustandskurven gezeichnet, die nicht nur eine geneigte Inversion enthalten, sondern auch darunter noch zwei Gebiete mit verschiedenen vertikalen Temperaturgradienten. Dabei ist angenommen, daß die Grenzen der Inversionen sowohl wie auch die Grenze zwischen den Gebieten mit verschiedenen vertikalen Temperaturgradienten nicht genau parallel von Flächen gleicher potentieller Temperatur diese Grenzschichten durchsetzen müssen. Ein hiernach konstruierter Schnitt ist in Abbildung 282 gezeichnet, der wieder dünn ausgezogen und schräg beziffert die Flächen gleicher potentieller Temperatur und dick ausgezogen und gerade beziffert die Flächen gleicher wahrer Temperatur enthält. Man sieht, an der Grenzschicht der beiden verschiedenen Gradienten, die am linken Rande in 1000 m und am rechten Rande in 600 m liegt, sind sowohl die wahren als auch die potentiellen Isothermen geknickt. In dem unteren Gebiet mit halbadiabatischem Gradienten sind beide Neigungen gleich, aber entgegengesetzt, wie es die Theo-

rie verlangt. Darüber in dem Gebiet des größeren Gradienten richten sich die potentiellen Isothermen auf, während die wahren Isothermen flacher werden. Beim Erreichen der unteren Inversionsgrenze in 1400 bis 1800 m Höhe werden die potentiellen Isothermen wieder flacher und verlaufen jetzt nahezu parallel der Grenze, während die wahren Isothermen das Vorzeichen ihrer Neigung umkehren und steiler verlaufen als die potentiellen. An der oberen Grenze der Inversion stellt sich dann das frühere Feld wieder her.

Man sieht also, welch wertvolles Hilfsmittel bei der Darstellung des Temperaturfeldes in einem Vertikal - schnitt die potentielle Temperatur ist. Es ist daher empfehlenswert stets erst das Feld der potentiellen Tempe - ratur zu zeichnen, dann die Inversion hineinzulegen, wobei auch die Gebiete mit auffallenden Gradientänderungen mit berücksichtigt werden. Nachdem diese eingetragen sind, wird man die potentiellen Isothermen noch etwas nachkorrigieren, so, daß die Neigungen möglichst stetig verlaufen und an den Grenzen der verschiedenen Gradientgebiete geknickt werden. Erst dann wird die Temperatur eingetragen unter Berücksichtigung folgender Regeln:

1.) In Gebieten mit vertikaler Temperaturabnahme, bei denen der adiabatische Gradient nicht erreicht wird, haben wahre und potentielle Isothermen entgegengesetzte Neigung und zwar sind die wahren steiler als die potentiellen, wenn der Gradient kleiner als der halbadiabatische ist und größer, wenn er größer ist. In Isothermien werden die wahren Isothermen senkrecht. In Inversionen kehren sie ihre Neigungsrichtung um. Zeichnet man eine potentielle Isotherme in einen Schnitt ein und beginnt am linken Rand, so läuft sie stetig über das Blatt bis zum rechten ohne umzukehren, solange keine überadiabatischen Gradienten auftreten. Zeichnet man in gleicher Weise Isothermen in das Blatt

ein, so werden diese, sobald sie eine Inversion erreichen, rückläufig, in Isothermien sind sie senkrecht zu zeichnen.

2.) Geschlossene Kurven für die wahre Temperatur kommen nur in der Umgebung von extremen Erhebungen und Senkungen von Inversionsgebieten vor und zwar bei den Erhebungen an der unteren Begrenzungsfläche und in den Senken an der oberen Begrenzungsfläche der Inversion.

3.) Extreme Höhen der wahren und potentiellen Isothermen fallen zusammen und zwar Maximalhöhen der Isothermen mit Minimalhöhen der potentiellen Isothermen und umgekehrt in Gebieten mit Temperaturabnahme, und Maximalhöhen der wahren mit denen der potentiellen Temperatur ebenso wie Minimalhöhen der wahren mit denen der potentiellen Temperatur in Inversionsgebieten.

Zum Schluß soll noch bemerkt werden, daß man beim Zeichnen von Vertikalschnitten als Ordinate statt der Höhe mit Vorteil auch den Druck verwendet und zwar um ein möglichst natürliches Bild zu erhalten unter Verwendung einer logarithmischen Teilung der Druckskala. Dann gilt die obige Theorie exakt und ferner hat man noch den Vorteil, daß man die Tatsache berücksichtigen kann, daß zu einem Wertepaar der wahren und der potentiellen Temperatur auch ein ganz bestimmter Druck gehört, so daß, wenn man bereits einen Schnittpunkt zwischen einer wahren und einer potentiellen Isotherme gefunden hat, alle weiteren Schnittpunkte dieser beiden Kurven auf den gleichen Druck gelegt werden müssen, so daß dadurch die Genauigkeit der Zeichnung noch gewinnt. Sehr erleichtern kann man sich dieses noch, indem man eine Tabelle für die Beziehung zwischen wahrer und potentieller Temperatur und Luftdruck beim Zeichnen ständig mit heranzieht.

Nr. 2: Inwieweit sind unsere Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen auf Flugplätzen repräsen -

tativ?

I. H. B e r g und H.K. M e t z l e r
Das Temperatur- und Feuchtefeld in 1.5 m Höhe über dem Flugplatz Hannover.Mit Abb.283 bis 286.

II. W. K n o c h e n h a u e r
Mikroklimatische Ergänzungen auf dem Flug - platz Hannover. Mit Abb. 287 - 289.

Die folgende Arbeit ist im Anschluß an stadtklimatologische Untersuchungen der Flugwetterwarte Hannover entstanden und soll hier mitgeteilt werden, da die darin berührten Fragen flugmeteorologisch von ganz erheblicher Bedeutung sind, insofern sich daraus Anhaltspunkte ergeben für die zweckmäßige Aufstellung von Thermometern und Psychrometern. Auch die Frage repräsentativer Werte wird dadurch kritisch beleuchtet.

Im Anschluß an eine Temperaturmeßfahrt zwischen 19 und 21 Uhr durch das Gebiet der Stadt Hannover wurde nach derselben Methode auch der Flughafen vermessen, um zu sehen, ob durch den Einfluß der Gebäude systematische Unterschiede auftreten. Mit einem vom Magistrat der Stadt Hannover für diese Untersuchungen in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellten Kraftwagen wurden vom Verwaltungsgebäude und der Halle des Flughafens ausgehend mehrere Schleifen über den Platz gelegt. Der Weg ist in den Abbildungen 283 und 284 mit eingezeichnet.

Etwa in Abständen von 200 m wurde mit einem Assmann'schen Aspirationspsychrometer Temperatur und Feuchtigkeit vom Kraftwagen aus gemessen, und zwar so, daß bei stehendem Motor das Instrument seitwärts aus dem Wagen gehalten wurde. Die gemessenen Werte entsprechen etwa einer Höhe von 1.50 m über dem Erdboden. Die Methode liefert einwandfreie Werte, wie mehrere Vergleichsmessungen anläßlich der Stadtfahrten gezeigt haben.

Das Ergebnis der 22 Uhr-Messung (Abbildung 283 und 284) ist außerordentlich überraschend. Wenn man auch

bei mikroklimatischen Untersuchungen große Unterschiede auf kleinem Raum gewohnt ist, so nimmt man doch Meßwerte in etwa 2 m Höhe als repräsentativ für größere Flächen an. Dem ist nach Abbildung 283 und 284 nicht so.Wir entnehmen den Darstellungen ebenso wie der Tabelle A als Höchstwert, der unmittelbar vor der Halle gemessen wurde, 15.5°, von hier aus fällt die Temperatur zunächst rasch, dann langsam nach der Platzmitte ab und erreicht dort einen niedrigsten Wert von 11.6°. Das bedeutet auf diesem kleinen Raum einen Temperaturunterschied von 3.9°, der auf Rechnung des Gebäudeeinflusses zu setzen ist. Auch der noch nicht vollendete Neubau des Flughafengebäudes beeinflußt die Temperatur in merklicher Weise.Auf weitere Einzelheiten in der Temperaturverteilung soll in dieser ersten Mitteilung nicht eingegangen werden. Nach dem entgegengesetzten Platzrand hin nimmt die Temperatur wieder um ein geringes zu. Es muß dahingestellt bleiben, ob dies eine Wirkung des die Grasnarbe unterbrechenden Gebüsches ist. Denkbar wäre immerhin auch eine Erwärmung durch die den ganzen Abend über brennenden Neonröhren der Platzbefeuerung. Dem widerspricht allerdings die Tatsache, daß auch am Morgen die Temperatur jenseits der Platzmitte wieder etwas ansteigt.

Auch eine Beeinflussung des Ergebnisses durch besondere Windströmungen ist zu verneinen, da während des Nachmittages des Meßtages der Wind von einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 3 msk bis 18 Uhr abflaute und von 19.30 Uhr an während der ganzen Nacht bis 08.00 Uhr des nächsten Vormittages fast vollkommen Windstille herrschte.

Ebenso muß die Bildung eines Kaltluftsees aus orographischen Gründen, die wohl durch die Windstille begünstigt werden könnte, ausgeschlossen werden. Der Flughafen ist ausgesprochen eben; eine Neigung dieser Ebene in irgend einer Richtung ist nicht vorhanden.

Der Dampfdruck zeigt keine systematischen Unter -

schiede; die Schwankungen sind verhältnismäßig gering und können als zufällig angesehen werden. Infolgedessen haben wir auf eine Darstellung verzichtet. Die relative Feuchtigkeit ist dann im wesentlichen eine Funktion der Temperatur und zeigt dieselben Eigentümlichkeiten. Der niedrigste Wert wurde in der Nähe der Halle mit 74%(bezw. 73% bei der Rückfahrt) gemessen, die höchsten Werte mit 89% in der Mitte des Platzes. In der englischen Hütte der Flugwetterwarte ergab die 22 Uhr-Messung 72%.

Die Messungen gelten für einen klaren Abend nach kräftiger Tageseinstrahlung. Die Verhältnisse an anderen Tagen und ebenso die Verteilung von Temperatur und Feuchtigkeit nach der Höhe hoffen wir noch gesondert untersuchen zu können. Die Frage, wie sich diese Gegensätze im Laufe der Nacht ausgleichen, sollte durch zwei kurze Meßfahrten von der Halle nach der Platzmitte am anderen Morgen geklärt werden, die um 04.30 und 06.40 vor und nach einer neuen Fahrt durch die Stadt durchgeführt wurden. Das Ergebnis bringt Tabelle B und Abbildung 285 und 286. Demnach besteht um 04.30 Uhr zwischen Platzmitte und Halle noch immer ein Temperaturunterschied von 2.2° und ein Feuchtigkeitsunterschied von 9%. Um 06.40 Uhr, also rund 2 Stunden nach Sonnenaufgang (04.33) ist der Unterschied verschwunden. Der Dampfdruck ist um 04.30 Uhr geringer als um 22 Uhr; die Differenz ist als Tau ausgefallen. Nach Sonnenaufgang setzt bald lebhafte Verdunstung des Taus ein, so daß um 06.40 der Dampfdruck etwa wieder den Abendwert erreicht hat.

Unsere Messungen in der Nähe des Flughafengebäudes können demnach nicht als repräsentativ für die Verhältnisse des eigentlichen Flugplatzes angesehen werden. Für die Frage der Nebelbildung können daraus in einzelnen Fällen erhebliche Fehlprognosen entstehen. Nun ist zu beachten, daß der Einfluß der Gebäude auch tatsächlich nebelhemmend wirkt. Das gilt aber nur für eine verhältnismäßig schmale Zone. Die Benutzung von Feuchtig-

keitsangaben für eine Nebelprognose kann bei dieser Sachlage nur auf gewissermaßen statistische Art geschehen, indem die Erfahrung lehrt, daß für eine bestimmte Station nur ein bestimmter in der H ü t t e gemessener Feuchtigkeitswert Nebelgefahr bedeutet. Ein idealer Zustand ist dies natürlich nicht.

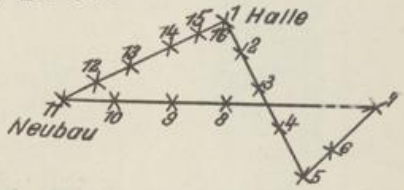
Eine andere Erscheinung findet durch unsere Beobachtungen eine Erklärung. Man kann oft beobachten, daß die Hilfslandeplätze der Nachtstrecken höhere Feuchtigkeiten und tiefere Temperaturen als die Flughäfen 1.Ordnung melden. Tabelle C zeigt dies für die mittlere Feuchtigkeiten der Nachtflugstrecken Hannover-Köln 23 Uhr und Hannover - Berlin 02 Uhr für den wahllos herausgegriffenen Monat April 1934. Man ist gewohnt diese Tatsache, die in Einzelfällen natürlich oft noch auffälliger hervortritt, auf bessere Drainierung der Flughäfen, ungünstige Lage der Hilfslandeplätze (Moor) oder fehlerhafte Ablesung derselben zurückzuführen. Nach unseren Ergebnissen müssen wir umgekehrt sagen, daß die Werte der Hilfslandeplätze in höherem Maße die tatsächlichen Verhältnisse auf dem Platz wiedergeben als die Hüttenmessungen an den Flughäfen.

T a b e l l e A.

Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen auf dem Flughafen Hannover am 11. Mai 1934. 22 Uhr

Wetter: Heiter, ci 2/10 E 1.

Meßpunkte s.nebenstehende Skizze und Abbildung 283 und 284.



Meßpunkt Nr.	Temperatur oC	Relative Feuchtigkeit %	Dampfdruck mm
1 (vor Halle)	15.5	74	9.7
2	13.0	84	9.4
3	11.6	90	9.2
4	12.6	89	9.7
5	13.4	85	9.8

Meßpunkt Nr.	Temperatur °C	Relative Feuchtigkeit %	Dampfdruck mm
6	13.2	83	9.4
7	12.3	86	9.2
8	12.0	89	9.3
9	11.8	89	9.2
10	12.1	89	9.4
11 (vor Neubau)	12.6	87	9.5
12	12.4	88	9.5
13	12.6	87	9.5
14	12.9	85	9.5
15	14.3	79	9.6
16 (vor Halle)	15.0	73	9.4

Tabelle B.

Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung zwischen Halle und Platzmitte.

I. Temperatur

Entfernung von der Halle m	22^h	0430^h	0640^h
0	15.5	10.2	12.8
200	13.0	8.7	12.9
300	12.3	8.1	12.9
400	11.6	8.0	12.9
600	12.6	8.8	13.3

II. Feuchtigkeit und Dampfdruck.

Entfernung von der Halle m	22^h	0430^h	0640^h
0	74 (9.7)	88 (8.2)	83 (9.2)
200	84 (9.4)	94 (8.0)	84 (9.4)
300	87 (9.3)	97 (7.9)	84 (9.4)
400	90 (9.2)	95 (7.6)	84 (9.4)
600	89 (9.7)	92 (7.9)	82 (9.4)

Tabelle C

Mittlere relative Feuchtigkeit

April 1934 23^h

Hannover	Hävern	Osnabrück	Plantlünne	Metelen
79	86	81	86	93

Wesel	Essen	Dortmund	Bielefeld	Köln
83	77	79	73	76

April 1934 02^h

Hannover	Gifhorn	Dachau	Buch	Brandenburg	Berlin
85	88	87	86	85	79

Inwieweit sind die Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen unserer Flughäfen repräsentativ ?

II. Mikroklimatische Ergänzungen auf dem Flugplatz Hannover.

In einem vorangehenden Erfahrungsbericht (Inwieweit sind die Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen unserer Flughäfen repräsentativ ?) haben H. Berg und H.K. Metzler hinsichtlich des Gebäudeeinflusses auf die Temperatur- und Feuchtigkeitsangaben sehr überraschende Ergebnisse mitgeteilt. Im folgenden soll diese Untersuchung nach der mikroklimatischen Seite erweitert werden, indem auch Messungen der bodennahen Schichten vorgenommen wurden.

Da schon aus der Arbeit von Berg und Metzler hervorgeht, daß im wesentlichen die Verhältnisse durch einen Schnitt von der Halle nach der Platzmitte wiedergegeben werden, wurde auch unsere Untersuchung auf 4 Meßpunkte in 15, 85, 185 und 285 m Abstand von der Halle nach der Mitte des Flugplatzes hin beschränkt. Die beiden Meßpunkte in 15 und 85 m Entfernung von der Halle liegen noch über dem gepflasterten Teil des Rollfeldes, die beiden anderen über der Grasnarbe. An jedem Meßpunkt wurde mit einem Aßmann'schen Aspirationspsychrometer in

Höhen von 5,40,80 und 160 cm Temperatur und Feuchtigkeit gemessen. Aus dienstlichen Gründen waren leider nur zwei Meßreihen um 22^h und 0330 möglich. Das Wetter war heiter. Am Abend lagen bei Windstille 3/10 stcu am Nordhorizont. Leichte Taubildung hatte bereits eingesetzt. Am Morgen herrschte NWzW 2 (3/10 acu, ci, st und frst). Nach den Beobachtungen, vor allem des Dampfdruckes, ist anzunehmen, daß ein etwas anderer Luftkörper während der Nacht eingedrungen war. Infolgedessen ist ein Vergleich beider Meßreihen nicht ohne weiteres möglich.

Die angegebenen Höhen (5, 40, 80 und 160 cm über dem Untergrund) beziehen sich auf die Höhe der Quecksilberkugel des senkrecht gehaltenen Instrumentes. Um die Höhen stets genau innezuhalten, wurde das Instrument an einem Bindfaden über ein photographisches Stativ gehängt und konnte dadurch leicht in jede gewünschte Höhe gebracht werden. Die Konstanz der gewählten Höhen wurde bei jeder Messung mit einem Meterstab geprüft. Die Ablesung wurde so vorgenommen, daß ein Beobachter das Instrument in die gewünschte Stellung brachte und der andere die Ablesung vornahm. Da die Messung an jedem Punkt nur knapp 5 Minuten beanspruchte, ist eine Änderung und Fälschung der Temperatur- und Feuchtigkeitsschichtung durch die Aspiration, oder durch die Beobachter nicht anzunehmen. Auch die zeitliche Änderung dürfte wohl noch zu vernachlässigen sein.

Das Ergebnis der Messungen bringt Tabelle A und Abbildung 287 und 288, die einen Vertikalschnitt darstellen, der sich von der Halle nach der Platzmitte erstreckt. Beide Schnitte zeigen etwa dasselbe Bild. Grundsätzlich verschieden ist der Verlauf der Isothermen über der Grasnarbe inmitten des Rollfeldes und über dem gepflasterten Untergrund in der Nähe der Halle. In der Nähe der Halle nimmt die Temperatur mit der Höhe monoton ab, in den bodennahen Schichten stark, oberhalb 50 cm nur noch schwach. Die Steinmassen haben also im Laufe

des Tages eine so große Wärmemenge angesammelt, daß sie während der ganzen Nacht einen Temperaturüberschuß gegen die darüberliegende Luft haben. Über der Grasnarbe bildet sich dagegen schon um 22^h eine Inversion aus, die in der Mitte des Platzes bis 160 cm reicht und ca 2 Grad beträgt. An der Übergangsstelle zwischen der Grasnarbe und dem Steinpflaster muß sich eine Zone mit Isothermie in vertikaler Richtung ausbilden. Diese tritt in der Tat auf beiden Schnitten deutlich hervor. Die Größe des Temperaturunterschiedes in horizontaler Richtung zwischen Platzmitte und Gebäude zeigt Tabelle B. In 5 cm Höhe haben wir danach beispielsweise einen horizontalen Temperaturgradienten von 8.2 Grad auf 285 m. Zwischen der zweiten und dritten Meßstelle, also dort, wo die Beschaffenheit des Untergrundes sich rasch geändert hat, tritt sogar ein Gradient von 6.7 Grad auf 100 m auf. Am Morgen sind die Gegensätze ausgeglichener, vor allem wohl, weil der gegen 2330 einsetzende Wind eine stärkere Durchmischung bewirkt hat. Inwieweit die durch die landenden und startenden Maschinen bewirkte Turbulenz einen Einfluß auf die Ergebnisse der Morgenmessung hat, läßt sich nicht feststellen. Die Temperaturwerte der untersten Schichten auf dem Rollfeld haben gegen die Abendmessung zugenommen. Man könnte hierbei an eine durch den Temperaturgegensatz bewirkte Zirkulation zwischen Rollfeld und Halle denken, durch die die wärmere Luft nach außen verfrachtet wird. Dem widerspricht die Tatsache, daß der Dampfdruck am Morgen trotz Taufalls durchweg höher ist als am Abend. Wir müssen demnach annehmen, daß ein Luftmassenwechsel stattgefunden hat.

Der Dampfdruck ist an beiden Terminen an allen Meßstellen fast derselbe. Infolgedessen ist wieder die relative Feuchtigkeit nur eine Funktion der Temperatur, wie dies ja auch Berg und Metzler gefunden haben. Der Abbildung 287 und 288 ist nichts hinzuzufügen. Erwähnt werden soll lediglich der große Unterschied in 5 cm Höhe,

der um 22^h zwischen der Halle mit 55% und der Platzmitte mit 97% besteht.

In Abbildung 289 ist noch in anderer Darstellung für die verschiedenen Höhen die Temperatur als Funktion der Entfernung von der Halle aufgetragen. Sie zeigt vor allem den Gegensatz zwischen Abend und Morgen und außerdem die Kreuzung der Linien in etwa 120 m Entfernung, also am Rande des gepflasterten Teiles, wo sich die Verhältnisse hinsichtlich der Abkühlung und Überwärmung des Untergrundes umkehren.

T a b e l l e A

Vor der Halle: (15 m)	trocken	22.10^h feucht	%	mm
5 cm	13.8	9.3	55	6.5
40 cm	13.6	9.3	57	6.6
80 cm	13.6	9.2	56	6.5
160 cm	13.6	9.0	54	6.3
		03.30^h		
5 cm	8.8	7.4	83	7.0
40 cm	8.1	7.2	88	7.2
80 cm	8.0	7.2	90	7.2
160 cm	8.0	7.3	91	7.3

Am Ende der Plattform: (85 m)	trocken	22.20^h feucht	%	mm
5 cm	12.6	9.0	62	6.8
40 cm	11.5	8.5	67	6.8
80 cm	10.2	8.0	74	6.9
160 cm	10.3	7.8	71	6.7
		03.40^h		
5 cm	8.2	7.4	90	7.3
40 cm	8.0	7.3	91	7.3
80 cm	7.8	7.2	92	7.3
160 cm	7.6	7.1	93	7.3

100 m weiter im Rollfeld: (185 m)	trocken	22.30h feucht	%	mm
5 cm	5.9	5.5	94	6.6
40 cm	7.9	6.3	80	6.4
80 cm	9.0	7.0	76	6.5
160 cm	7.6	6.0	79	6.2
		03.50h		
5 cm	6.5	6.3	97	7.1
40 cm	6.9	6.6	96	7.2
80 cm	6.8	6.6	97	7.2
160 cm	7.0	6.8	97	7.3

200 m weiter im Rollfeld: (285 m)	trocken	22.40h feucht	%	mm
5 cm	5.6	5.4	97	6.6
40 cm	6.2	5.2	86	6.1
80 cm	6.3	5.3	86	6.2
160 cm	7.5	6.2	83	6.5
		04.00h		
5 cm	6.5	6.3	97	7.1
40 cm	6.7	6.5	97	7.2
80 cm	7.0	6.8	97	7.3
160 cm	7.2	6.9	96	7.3

Tabelle B

Unterschied zwischen Halle und Platzmitte

	5 cm		40 cm	
	Temp.	Feuchte	Temp.	Feuchte
22.00h	-8.2	+42%	-7.4	+29%
03.30h	-2.3	+14%	-1.4	+ 9%
	80 cm		160 cm	
	Temp.	Feuchte	Temp.	Feuchte
22.00h	-7.3	+30%	-6.1	+29%
03.30h	-1.0	+ 7%	-0.8	+ 5%

Nr. 3: H. R e n i e r

Einfluß des Geländes auf die Windrichtungen auf der Schneekoppe. Mit Abb. 290.

Eine Anfrage der Wetterdienststelle Breslau-Krie - tern, in der die Vermutung nach einer in letzter Zeit aufgetretenen Mißweisung der Windrichtung von etwa 45° nach rechts ausgesprochen wurde, veranlaßte mich, den Windrichtungen auf der Schneekoppe erhöhte Beachtung zu schenken.

Ich konnte damals auf die Anfrage zunächst nur mitteilen, daß die gemeldete Windrichtung unbedingt der Windrichtung auf der Koppe entspräche; ein Fehler in der Bestimmung der Windrichtung war ausgeschlossen. Trotz - dem ich im Sommer mehrfach Gelegenheit hatte, bei gerin- gen Windstärken eine Beeinflussung der Strömung durch das Gelände, besonders durch die großen Täler Riesen - grund-Melzergrund zu beobachten, war doch diese Beein - flussung vorwiegend anderer Art, worauf ich später ge - sondert zurückkommen werde. Eine Erklärung für die ver- mutete Mißweisung vermochte ich damals nicht zu geben.

Trotz fortgesetzter aufmerksamer Beobachtung der Windrichtung ergaben sich auch während des weiteren Verlaufes des Winters keinerlei Anhaltspunkte, die eine Erklärung geben konnten. Erst als im fortschreitenden Frühjahr niedere Wolken (Cu, St, Stcu, Frcu) über das Koppenniveau in Höhen von 1600 bis 2500 m aufstiegen, ---im Winter liegt das Kondensationsniveau der niederen Wolken unter der Koppe oder noch in Koppenhöhe, wobei wegen Nebel nichts zu erkennen ist --- waren die ersten Hinweise gegeben. Es zeigte sich mehrfach, daß die Zug- richtung dieser Wolken, selbst wenn sie dicht über der Koppe hinzogen, abwich von der Richtung der Windfahne am Observatorium. Dieser Erscheinung schenkte ich daher erhöhte Aufmerksamkeit und glaubte eine gewisse Regel - mäßigkeit in der Ablenkung erkennen zu können.

Diese wenigen Beobachtungen waren zu einem siche-

ren Ergebnis zunächst noch nicht ausreichend. Aus älteren Beobachtungen wurden daher alle die Fälle herausgesucht, in denen eine Abweichung zwischen der Windrichtung am Observatorium und der Zugrichtung der niederen Wolken (oberhalb 1600 m) notiert war. Da niedere Wolken am häufigsten um Mittag vorhanden sind, wurden die 14 Uhr-Beobachtungen aus den 10 Jahren 1923 - 1932 benutzt, sämtlich ausgeführt von dem früheren Beobachter L.Schwarz. Wolken, deren Höhe wesentlich über 2000 m lag, wurden dabei ausgeschieden, da hier schon reelle Unterschiede in der Strömungsrichtung denkbar sind.

Die Zugrichtung der niederen Wolken ist nun nicht regelmäßig notiert -- sie ist auch nicht immer eindeutig feststellbar -- so daß also lediglich die Frage untersucht werden konnte, "wie ist die Ablenkung, wenn eine solche stattfindet?"

Nach meinem Eindruck ist in etwa ein Drittel der Beobachtungen keine Differenz vorhanden, wozu die Fälle treten, in denen mangels unterer Wolken die Strömung in der freien Atmosphäre nicht feststellbar war. Aus der gleichzeitig gemessenen Windstärke ergibt sich,daß eine Beeinflussung auch bei hohen Windgeschwindigkeiten erfolgt, selbst bei stürmischen Winden von über 15 m/sec, was aus der folgenden Erklärung auch durchaus verständlich ist. Bei geringer Luftbewegung sind dagegen häufig die Cu-Bildungen stationär, oder von ganz unregelmäßiger, durch die Topographie bedingter Bewegung, so daß diese Beobachtungen ausgeschieden werden mußten.

In den 10 Jahren ergaben sich insgesamt 305 Fälle mit abweichender Strömung, davon scheiden 23 aus,in denen die Windrichtung entgegengesetzt der Höhenströmung war, die also andere Ursache haben. Es bleiben damit 292 Fälle für unsere Untersuchung übrig.

Für diese 292 Fälle wurde angenommen, daß die Zugrichtung der Wolken der unbeeinflußten Luftströmung entspräche - was ungefähr zutreffen dürfte - und dann die

zugehörige Windrichtung auf der Koppe festgestellt.

Es ergab sich folgende Verteilung:

Zugrichtung der Wolken	Anzahl der Beobachtungen	Gleichzeitige Windrichtung a.d. Koppe (Anzahl d.Beob.)
N	16	NNW (12)
NNE	3	-
NE	10	NNE (8)
ENE	2	-
E	3	-
ESE	2	-
SE	5	-
SSE	8	S (4); SSW (3)
S	40	SSW-SW (37)
SSW	20	SW (16)
SW	16	SSW (12)
WSW	36	SW (32)
W	65	SW-WSW (50); WNW-NW (12)
WNW	26	NW-NNW (13); W-SW (13)
NW	27	NNW (21)
NNW	2	-

Entsprechend der Häufigkeiten überhaupt sind die Beobachtungen aus dem Ostquadranten selten. Sofern weniger als 10 Beobachtungen vorlagen, wurden sie nicht in Rechnung gesetzt. Bei mehreren, systematisch auftreten - den Abweichungen wurden beide Richtungen mit Häufigkeitszahl () gegeben.

Als häufigste "abgelenkte"*) Richtung ergibt sich SW und NNW. Die Winde von SSE bis W zeigen sämtlich mehr oder weniger eine Umbiegung aus SW, wobei bezeichnenderweise die SW-Winde selbst trotz ihrer großen Allgemein - häufigkeit nur selten beeinflußt sind. Weniger häufig, aber noch immer ausgeprägt, ist die Beeinflussung bei W- bis NNE-Winden, die durchweg in NW-NNW übergehen.Auch scheiden die Abweichungen bei Wolkenzug NNW praktisch aus, es sind nur 2 solche Fälle gegenüber 75 Abweichun -

*) siehe Seite 790

gen bei den Nachbarrichtungen vermerkt. Die vermutete systematische Rechtsablenkung (etwa durch Mißweisung der Windfahne zu erklären) trifft demnach nicht zu.

Am klarsten wird die Beeinflussung bei der Betrachtung des Geländes. In einer 50 m-Höhenlinienkarte (s.Abbildung) ist die Ablenkung der Windrichtung eingetragen worden und die Häufigkeit ungefähr durch die Stärke der Windpfeile zum Ausdruck gebracht. Deutlich ausgeprägt stimmt die SW-Richtung überein mit einer Rinne, dem sog. Kiesgraben, die in den Riesengrund hinabführt. Die "Führung" wird noch verstärkt durch mehrere parallele Fels - rippen, die entsprechend der Neigung des Glimmerschie - fers nach SW hinunterleiten. Nicht so klar in der Kar - tendarstellung erkennbar ist im NW eine etwas flachere Rinne, die zum Melzergrund hinabgeht. Es ist augenscheinlich, daß diese beiden Furchen für die Windrichtung auf der Koppe von großem Einfluß sind, etwa in folgender Weise:

a) Bei den "abgelenkten" Windrichtungen tritt am Koppenkegel eine Stauung ein und die zusammengepreßte Luft wählt als Ausweg die Leitkanäle, wie sie eben be - schrieben wurden, z.B. die südlichen Winde die Rinne des Kiesgrabens. Verstärkt wird diese Bewegung bei der Süd - richtung noch durch die Luft, die in den Riesengrund hineingedrückt wird und nun an den steilen Wänden zu einem Teil an der Koppe, zum anderen über den Sattel bei der Riesenbaude hinaufgepreßt wird. Hier ist beiläufig die Windgeschwindigkeit oft wesentlich größer als auf der Koppe. Ähnlich, wenn auch nicht so stark ausgeprägt ist der Vorgang auf der Nordseite am Melzergrund.

Diese Ursache dürfte vorwiegend bei nördlichen und südlichen Winden maßgebend sein.

b) Bei westlichen Winden erfolgt eine Teilung des Luftstromes an dem etwa WNW-ESE verlaufenden Grad von der Koppe zum Sattel zwischen Riesengrund und Melzer - grund, wobei der größere Teil zur Riesengrundseite ge -

drückt wird und hier nach a) aufströmt. Dabei wird gleichzeitig die Luft aus dem Riesengrund, bezw. Melzergrund "abgesaugt" und dadurch gezwungen, gleichfalls in den genannten "Leitkanälen" aufzusteigen. Der nördlich vorbeifließende, wesentlich kleinere Luftstrom umfließt zumeist die Koppe unter Ablenkung auf WSW bis SW infolge der Geländeform, zuweilen wirkt er aber dabei anscheinend auch absaugend auf die Luft im oberen Kessel des Melzergrundes und führt so zu einer westnordwest bis nordwestlich gerichteten, stark vertikalen Strömung am Observatorium. Daß eine solche aufsteigende,bezw. absaugende Wirkung hervorragend vorhanden ist, zeigt sich oft und deutlich bei günstigen Feuchtigkeitsverhältnissen an der Bewegung von Nebel, der sich direkt im Melzergrund, bezw. Riesengrund bildet - und zwar unterhalb der Sattelhöhe 1400 m - und dann in der NW-Rinne emporsteigt, um erst ca 30-50 m oberhalb der Koppe von der allgemeinen Luftströmung ergriffen zu werden. Auch gelegentlich beobachtetes Aufsteigen von Papierblättern zeigt diese Strömungsverhältnisse.

Beide Ursachen a) und b) sind meist gemeinsam wirksam, wobei stets eine starke Vertikalkomponente in der Luftströmung auftritt. Im Winter ist sie gut an der Form des Rauhreifansatzes erkennbar. Wieweit dadurch auch die Windgeschwindigkeit -- (verstärkend) -- nennenswert beeinflußt wird, muß zunächst noch dahingestellt bleiben.

Im ESE der Koppe befindet sich noch ein dritter Leitkanal im oberen Teil des Sonnengrabens, dessen Wirkung bei der geringen Häufigkeit östlicher Winde noch nicht beobachtet werden konnte. Wahrscheinlich ist sie auch von geringer Bedeutung.

---

*)Der Ausdruck "abgelenkt" ist, wie aus den gegebenen Erklärungen ersichtlich, im Grunde nicht zutreffend.

Zusammenfassend läßt sich daher sagen, daß die Windrichtungen auf der Koppe durch das Gelände nennens - wert beeinflußt sind und zwar unter Begünstigung der SW- und NNW bis NW-Richtung. Diese Beeinflussung ist auch im langjährigen Mittel erkennbar:

1881-1925	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
Jahr:	16.0	4.8	3.7	4.5	16.4	22.7	14.2	16.2	1.5 %

Es ist bei dieser Unterteilung in nur 8 Richtungen noch zu bemerken, daß gerade die Zwischenrichtungen WSW, WNW und NNW durch Aufteilung eine stärkere Ziffer für W bezw. N geben, als diesen Richtungen tatsächlich zukommt.

Nachdem hiermit die Hauptzüge des Geländeeinflusses gezeigt werden konnten, ist es Aufgabe weiterer systematischer Beachtung dieser Erscheinung, noch genauere und ergänzende Erklärungen zu geben.

Nr. 4: H. B e r g

Synoptisch-Aerologische Studien der Flugwetterwarte Hannover.

Aerologische Diagnose einer Aufgleitfläche

Wetterlage: 25. Mai 1934. Mit Abb. 291 - 300.

Die folgende Untersuchung soll ein Beispiel einer aerologischen Diagnose geben, wie sie an der Flugwetterwarte Hannover täglich um Mittag stattfindet. Bis zu diesem Zeitpunkt (13 Uhr) ist die Europakarte mit all ihren Nebenkarten fertiggestellt und auch das aerologische Material weitgehend ausgewertet. Im vorliegenden Falle ergaben sich bei der Diskussion eine Reihe von Fragen, die gerade diese Lage einer kurzen Darlegung wert scheinen lassen. Es sei bemerkt, daß das Material in den Abbildungen nur soweit wiedergegeben ist, als es zum Verständnis der die Wetterlage bestimmenden Auf - gleitfront nötig ist. Die Schnitte sind nach Westen hin durch Duxford ergänzt; bei der Besprechung lag der Aufstieg dieser Station noch nicht vor. Es liegt in der Na-

tur der Arbeitsweise, daß Aerologie und Bodenkarte zu - nächst völlig unabhängig bearbeitet werden und erst bei der Besprechung in Einklang gebracht werden. So auch hier. Erst der Vergleich beider und nicht zuletzt auch die fortlaufende Wolkenbeobachtung ergab restloses Verständnis der Wetterlage.

Eine prinzipielle Bemerkung sei vorweg gestattet. Das Bestreben einer aerologischen Diagnose muß es m.E. sein, mit großzügigen markanten Vorstellungen zu arbeiten, zumal wenn man Fronten und Luftkörpergrenzen eine wesentliche kausale Rolle im Wetterablauf zuschreibt.Es stört dann lediglich die Betrachtung, wenn man jede Luftschliere oder jeden Kaltlufttropfen, die sich zufällig aus dem Bilde herausheben, zum Gegenstand einer besonderen Überlegung macht. Diese ist letzten Endes oft doch nur deshalb angestellt, um einen sonst unverständlichen Vorgang oder Zustand doch zu erklären oder eine evtl. Fehlprognose nachträglich verständlich zu machen. Das ist vielfach frommer Selbstbetrug. Es ist nun einmal nicht so, daß wir jede Erscheinung in der Atmosphäre deuten könnten. Nachträglich wird das allerdings immer möglich sein. Das ist ein einfacher Ausdruck der Tatsache, daß in einem abgeschlossenen Bereich jede Funktion mit beliebiger Genauigkeit durch eine von vorgeschriebener Form, nämlich durch eine Summe von sin- und cos-Gliedern oder durch eine Summe von Potenzen darzustel - len ist. Eine Extrapolation ist damit aber nicht mög - lich, und damit entfällt auch die Möglichkeit einer Vorhersage. Eine solche aber ist erst das Zeichen eines vollständigen Erfassens eines Vorganges. Man vergleiche zu diesen Fragen auch die Ausführungen von F r a n k (1).

Wir kehren nach dieser Abschweifung, die aber für das folgende doch wohl nicht ganz unwesentlich war, zu der Diskussion der Wetterlage des 25. Mai 1934 zurück. Zur Verfügung standen an diesem Morgen die Deutschen ae-

rologischen Aufstiege und der holländische Aufstieg von De Bilt. Es interessieren in diesem Zusammenhang lediglich die Aufstiege eines West-Ost-Schnittes. Der Aufstieg von De Bilt (Abbildung 291) hat in etwa 1300 m eine Isothermie (a), an die sich eine Zone schwacher Gradienten anschließt. Erst oberhalb 3000 m nimmt der Gradient wieder größere Werte an. Die Übergangszone oder Bruchzone, um diesen der Geologie entnommenen Begriff, der aber auch für diese Verhältnisse sehr anschaulich ist, anzuwenden, von 1300 bis rund 3000 m ist verbunden mit einer Zone verhältnismäßig geringer Feuchtigkeit,die oberhalb 3000 m wieder erheblich zunimmt. Der Hamburger Aufstieg zeigt zwei Inversionen oder Isothermien in rund 2900 (b) und 4100 m (c), die untere mit geringer Feuchtigkeitsabnahme, die obere mit Zunahme der relativen Feuchtigkeit um 1%. Berlin und Lindenberg weisen fast übereinstimmend zwei Inversionen mit Feuchtigkeitsabnahme in 1400 - 1500 (d) und 2800 m (e) auf. Die Königsberger Zustandskurve hat einen völlig glatten Verlauf bei ziemlich steilem Gradienten. Der Aufstieg von Duxford verläuft ähnlich wie der von De Bilt, nur liegt die trockene Zone tiefer. Die erste Frage ist die,welche Inversionen zusammengehören. Das ist für die genaue Zeichnung ebenso wichtig, wie für das Verständnis der Wetterlage. Man kann die psychologisch vielleicht ganz interessante Beobachtung machen, daß bei der für die Schnittformulare benutzten 150 -fachen Überhöhung eine gewisse Abneigung besteht, Inversionen besonders steil zu zeichnen. Allein, wenn man sich die Neigung einer Inversion berechnet, die in Hamburg 5000 m hoch liegt und in De Bilt die Erdoberfläche schneidet, so ergibt sich ein Wert von 1 : 70, ein zwar großer, aber durchaus vernünftiger Wert. Ein Hilfsmittel zum Aufsuchen zusammengehöriger Inversionen bietet nun die potentielle Äquivalenttemperatur. Wieder eine prinzipielle Frage: Muß oder wann muß eine Inversion mit einer Flä -

che konstanter potentieller Äquivalenttemperatur (oder pseudopotentieller Temperatur) zusammenfallen ? S t ü v e hat darauf hingewiesen, (2,3) daß Auf- und Abgleitflä - chen gleichzeitig Flächen konstanter pseudopotentieller Temperatur sein müssen. Andernfalls würden diese Flächen durch die einsetzende Konvektion bald zerstört. Dasselbe gilt für Berginversionen, wo die Stromlinien gleichzeitig Linien konstanter potentieller oder pseudopotentieller Temperatur sind (4). Dagegen wird die Inversion nicht mit einer Fläche gleicher potentieller oder pseudopotentieller Temperatur zusammenfallen, wenn es sich um Bodeninversionen oder Inversionen handelt, die durch Ausstrahlung an einer Wolken- oder Dunstoberfläche entstanden sind. Diese Inversionen haben aber auch keinen langen Bestand. Die Bodeninversion wird durch die täg - liche Konvektion rasch zerstört und ebenso werden Inversionen z.B. an der Oberfläche einer Hochnebeldecke mit dem Auflösen der Wolken verschwinden. Inversionen, die von größerer Beständigkeit sind, fallen also im allgemeinen mit Flächen gleicher potentieller oder bei Kon - densationsvorgängen mit Flächen gleicher pseudopotentieller (oder potentieller Äquivalent-) Temperatur zusammen.

Die Wolkenbeobachtungen dieses Morgens zeigten nun in selten schöner Weise die typische Folge hoher und mittelhoher Aufgleitbewölkung. Um 8 Uhr waren neben einigen Cu 3/10 Ci und Cist vorhanden. Die einzelnen Haufenwolken (1-2 Zehntel) hielten sich unter dem Auf - gleitgewölk bis 15 Uhr. Um 10 Uhr waren 3/10 Ci und Cist vorhanden, dann nahm der Cist rasch zu: 1030 Uhr 7/10, 11 Uhr 8/10, um 12 Uhr hatte sich dann der Cist teilweise bereits zu Ast verdichtet. Um 1230 verschwand der Pilotballon bei der Höhenwindmessung in 3600 m in Ast-tra. Ab 13 Uhr waren 10/10 Ast-op vorhanden. Aufgleiten war also nach der Bewölkung zweifellos vorhanden, und die Bodenkarte (Abbildung 292) zeigte auch vor Irland ein

kleines Tiefdruckgebiet, das einen ausgeprägten Warmsektor aufwies. Überraschend erschien zunächst, daß das Aufgleiten sich bis nach Norddeutschland bemerkbar machen sollte.

Die Bruchzone in De Bilt, ebenso die Inversion in 2900 m in Hamburg und die Inversionen in Berlin und Lindenberg waren nicht als Aufgleitinversionen zu deuten. Dem widersprach eindeutig die Feuchtigkeit. Der Verlauf der Zustandskurve von De Bilt ließ wohl zwei deutlich unterschiedene Luftmassen erkennen,bis 1500 m eine Kaltluftmasse, ab 3000 m mit schwächerem Gradienten eine Warmluftmasse. Dem entsprach auch schon der Verlauf der potentiellen Äquivalenttemperatur. Das gleiche gilt für Duxford. Die deutschen Stationen ließen noch keinen Warmluftkörper erkennen. Lediglich in Hamburg nahm mit der Inversion in 4100 m die Feuchtigkeit entschieden zu und zeigte die Kurve der potentiellen Äquivalenttemperatur ein Umbiegen zu höheren Werten. Ein West-Ost-Schnitt ließ sich also auf Grund all dieser Überlegungen zwanglos so zeichnen (Abbildung 293), daß die Inversionen mit Feuchtigkeitsabnahme längs einer Linie konstanter potentieller Äquivalenttemperatur (19-20) verläuft und die hohe Inversion in Hamburg in die Zone mit geringem Gradienten in De Bilt einmündet. Ist diese Fläche,bezw. das sich nach oben anschließende Gebiet als Aufgleitfront aufzufassen? Wenn das überraschend schnelle Absinken der Wolken vom niedrigen Cist-Niveau zum Ast-Niveau von 3600 m erklärt werden sollte, mußten in Höhen von rund 5000m außergewöhnlich starke Windgeschwindigkeiten herrschen. Die Karten der Topographie der Hauptisobarenflächen (Abbildungen 294 - 299) lassen in der Tat dort einen WNW - Wind von rund 120 km/st nachweisen. Auf Grund dieser Tatsache konnte auch die Prognose dahin gestellt werden, daß die Front bereits am Abend Nordwestdeutschland oder Dänemark erreicht haben werde. Das traf auch ein;allerdings war die Front bereits okkludiert.

Es bleibt noch zu untersuchen, ob die gewonnene Vorstellung sich mit den bereits bekannten Ergebnissen über den Aufbau einer Warmfront deckt. Wir können dazu so vorgehen:

Wenn die Aufgleitfläche eine Fläche konstanter potentieller Äquivalenttemperatur ist, so können wir die Äquivalenttemperatur einer Station im Warmsektor bestimmen und den Verlauf dieser Linie in der Höhe verfolgen. Hinter der Warmfront liegt in Irland um 8 Uhr Valentia mit mäßigem Nieseln bei einer Wolkenhöhe von 100 m und einer Temperatur von 11°C und 95%. Diesen Daten entspricht eine Äquivalenttemperatur von rund 30. In Duxford wird dieser Wert in rund 2600 m erreicht, in De Bilt in 3300 m, in Hamburg in rund 5100 m. Unter Berücksichtigung der Entfernungen dieser Stationen von der Warmfront am Boden ergeben sich dann folgende Neigungen der Fläche:

Zwischen Front und Duxford 1:200
" Duxford und De Bilt 1:490
" De Bilt und Hamburg 1:194.

Auch aus den Wolkenbeobachtungen ist die Neigung in den Höhen von 4000 bis 5000 m zu bestimmen. Nimmt man an, und das ist wohl erlaubt, daß die Ast-Schicht und ebenso die niedrige Cist-Schicht an der potentiellen Äquivalenttemperatur von 30 liegen, so folgt aus dem raschen Absinken zwischen 11 und 12.30 ein entsprechender Wert der Neigung. Nimmt man als Höhe des Cist um 11 Uhr 5000 m an, nahe der von H a n n angegebenen Minimalhöhe von 4300 m (5), so ergibt sich ein Absinken um 1400 m in 1.5 Stunden, also mit einer Windgeschwindigkeit von 120km/st eine Neigung von 1:170. Die Neigung ist nicht wesentlich anders als die aus den Höhen der 30°- (pot.-äquival.) Linie in De Bilt und Hamburg errechnete. Die Neigung würde natürlich größer, wenn man für die Höhe des Cist nicht den geringen Wert von 5000 m annehmen würde. Ein prinzipiell anderes Bild würde sich aber nicht ergeben

und wäre auch nicht mit der Voraussetzung in Übereinstimmung zu bringen, daß die Cist-Schicht mit der 30°-Fläche zusammenfällt. Da die 30°-Fläche in Hamburg um 8 Uhr schon 5100 m hoch lag, folgt weiter, daß die Neigung oberhalb 5000 m sehr gering ist. Mit diesen Ergebnissen befinden wir uns aber in bester Übereinstimmung mit den Vorstellungen über die Gestalt der Aufgleitfläche, die von anderer Seite aus der Behandlung einzelner Fälle entwickelt wurden. Mit den obigen Daten ist in Abbildung 300 ein Schema der Aufgleitfläche entworfen, das die typische gebrochene Form zeigt, die bereits mehrfach gefunden wurde (6, 7, 8, 9, 10). In Abbildung 300 ist noch die Lage der alten durch die Trockenheit und geringe Inversion angedeuteten Abgleitfläche auf der Rückseite des über Deutschland liegenden Kaltluftblockes eingezeichnet. Man bemerke die weitgehende Übereinstimmung, die mit dem von Ficker angegebenen Schema besteht (6). In dieser Kaltluftmasse kommt es zur Bildung der Haufenwolken,die aber wegen der Wirkung der Inversion und zugleich der durch die Aufgleitbewölkung gehemmten Einstrahlung nur flach bleiben.

Schrifttum

1. Ph. Frank, Das Kausalgesetz und seine Grenzen. Wien 1932

2. G. Stüve, Aerologische Untersuchungen zum Zwecke der Wetterdiagnose. Arb. d. Pr.Aeron. Observatoriums Lindenberg 1922, Bd.14, S. 104, 116

3. G. Stüve, Potentielle und pseudopotentielle Temperatur. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. 1927, Bd.13, S. 218 - 233.

4. H. Koschmieder, Dynamische Meteorologie. Leipzig 1933. S. 86-91

5. Hann-Süring — Leitfaden der Meteorologie, Leipzig 1927. S. 138

5. H.v.Ficker — Kälteeinbrüche über Lindenberg. Met. Zeitschrift 1922, S.65-72. (Vgl. besonders Abbildung 292).

7. A. Angström — Die Variation der Niederschlagsintensität bei der Passage von Regengebieten und einige Fragen betreffs der Struktur der Fronten. Met.Zeitschrift 1930, S.177-181.

8. H. Berg — Beitrag zur Struktur eines Warmluft-einbruches (16.-18. Oktober 1928).Gerl. Beitr. z. Geoph. 1931, Bd.30, S.1-39.

9. H. Noth — Die Vereisungsgefahr bei Flugzeugen. Arb.d.pr.Aeron.Observatoriums Lindenberg, 1930, Bd.16, S.G1-G12. (Vgl. besonders Abbildung 294).

10. H. Noth — Die Vereisungsgefahr bei Flugzeugen. Erf.Ber.d.D.Flugwetterdienstes.1.Sonderband 1930, S. 63-74.

Nr.5: M. R o b i t z s c h
Das Adiabatenblatt Schleicher und Schüll Nr. 417 1/2.

Die rechte Seite des Blattes enthält ein Netz zum Einzeichnen der durch die Auswertung des aerologischen Aufstieges direkt gewonnenen Einzelwerte in Form von Zustandskurven. Die horizontal verlaufende Koordinatenachse A-A trägt eine Temperaturteilung in linearer Skala, die vertikal verlaufende B-B eine Luftdruckteilung in Millibarmaß. Die Luftdruckskala ist logarithmisch geteilt, doch in der Weise reduziert, daß die Trockenadiabaten TA, TA des Netzes ein Büschel von geraden Linien bilden, dessen Ursprungsort bei dem Temperaturwerte -273° und dem Druckwerte Null Millibar gelegen ist. In dieses Netz wird die Temperatur-Druckkurve T-T eingetragen. Die Zustandskurve der relativen Feuchtigkeit R-R

wird unter Benutzung eines geeignet gelegenen Zehngrad-intervalles der Temperaturteilung, dessen Anfangspunkt man den Wert 0%, dessen Endpunkt man den Wert 100% relativer Feuchtigkeit zuordnet, als Funktion des Druckes eingezeichnet. Die Höhen-Druckkurve wird in bekannter Weise mit Hilfe der Bjerknes'schen Tabellen berechnet und konstruiert. Die von links nach rechts abfallenden Kurvenzüge D der rechten Blattseite sind Kurven glei - cher Luftdichte. Durch Interpolation zwischen ihnen kann man für jeden Punkt des Diagramms die Luftdichte mit einer der Auswertgenauigkeit des Aufstieges entsprechenden Schärfe direkt entnehmen. Für die Ermittlung der Dichte feuchter Luft geht man hierbei, wie auch bei der Höhenberechnung, von den Kurven der virtuellen Temperatur aus, die in der üblichen Weise gezeichnet werden. Die virtuellen Temperaturdifferenzen für das Sättigungsverhältnis 1 sind als Skalen den Drucklinien aufgetragen, die den Hauptluftdruckwerten von 1000, 900 usw. Millibar entsprechen.

Die linke Blattseite enthält ein Netz, dessen Abszissen die spezifische Feuchtigkeit in linearer Teilung darstellen; die Druckteilung ist die gleiche, wie die der rechten Blattseite. Der Maßstab der Skala der spezifischen Feuchtigkeit, der an sich willkürlich gewählt werden könnte, ist so bemessen, daß die Einheit der spezifischen Feuchtigkeit (1 gr/kg) 2,5 Teilstriche der Temperaturteilung der rechten Blattseite ausmacht. Dies geschah aus folgendem Grunde. Fällt aus der Masseneinheit feuchter Luft ein Gramm Wasser aus, so geht eine Wärmemenge von rund 600 cal. aus dem latenten in den fühlbaren Zustand über. Die Masseneinheit (trockener oder auch feuchter) Luft, deren spezifische Wärme bei konstantem Druck rund 240 cal. beträgt, wird durch diese Wärmemenge eine Temperaturerhöhung erfahren, deren Betrag

$$\frac{600}{240} = 2.5 \text{ Grad}$$

ausmacht. Enthält die Masseneinheit feuchter Luft s Gramm Wasserdampf, so ist ihr Wasserdampfgehalt äquivalent einer Temperaturerhöhung der Luft von 2.5 s Grad. Diese Temperaturerhöhung, als F e u c h t i g k e i t s m a ß eingeführt, macht Temperatur u n d Feuchtigkeit zu kommensurablen Größen. Operationen rechnerischer und graphischer Art, in die Temperatur und Feuchtigkeit als Bestimmungsstücke eingehen, gestalten sich dadurch höchst einfach.

Setzen wir 2.5 s einer Temperaturdifferenz DT gleich, so ist hiermit der Maßstab unserer Feuchtigkeitsteilung festgelegt. Hierin liegt der Vorteil der Darstellung. Für gesättigte Feuchtluft geht s in S über und wir setzen 2.5 S = DT. Ist das Sättigungsverhältnis der Feuchtluft R, so wird DT = R DT.

Jedem Punkte der rechten Blattseite ist nun ein eindeutiger Wert von S zugeordnet. Die DT-Teilung der linken Blattseite, als S-Teilung gelesen, gestattet also jeden Punkt der rechten Blattseite e i n d e u t i g auf der linken Blattseite abzubilden. Einer Punktfolge rechts entspricht ein Abbild links, einer Punktfolge links ein Abbild rechts in eindeutiger Zuordnung.

So sind zunächst die Trockenadiabaten der rechten Blattseite auf der linken Blatthälfte als ausgezogene Kurven (TA), (TA) abgebildet. Sie tragen die Bezeich - nung der "potentiellen Temperaturen", die sie rechtsseitig haben. Diese Kurven vermitteln den Abbildungsvorgang einer beliebigen Punktfolge von der rechten Blattseite auf die linke und umgekehrt.

Die Feuchtadiabaten sind auf der rechten Blattseite nicht eingetragen. Eine solche Darstellung ist, wie die Erfahrung zeigt, unübersichtlich. Wir finden ihren Verlauf dagegen auf der linken Seite des Diagramms(FA), (FA). Da man für thermodynamische Betrachtungen nur e i n z e l n e ausgewählte Kurven dieser Art wirklich braucht, bereitet es keine Schwierigkeit, diese oder je-

ne Feuchtadiabate im Bedarfsfalle auf der rechten Blattseite in der angegebenen Weise zu entwerfen.

Die Zustandskurve der Temperatur T-T, rechtsseitig in der üblichen Weise eingetragen, liefert, nach links übertragen, den Verlauf der spezifischen Feuchtigkeit, der im Falle g e s ä t t i g t e r Luft bei der betreffenden Temperaturverteilung zu erwarten wäre. Die Abszissenwerte dieser S ä t t i g u n g s k u r v e S-S, nach Maßgabe des jeweiligen Sättigungsverhältnisses

$$R = \frac{\text{relative Feuchtigkeit}}{100}$$

punktweise, d.h. für die Einzelpunkte jedes betrachteten Druckniveaus, reduziert, liefern in ihrer Folge die Punkte der wahren spezifischen Feuchtigkeit s-s, die man als s- oder DT-Werte abzulesen vermag. Trägt man die DT-Werte in dem gegebenen Maßstabe streckenweise im Sinne erhöhter Temperatur, also nach rechts gerichtet, an die Temperaturkurve T-T der rechten Blattseite an, so erhält man die Kurve Θ-Θ der äquivalenten Temperatur, der Temperatur, die, absolut gelesen, dem Gesamtwärmeinhalt der betrachteten Feuchtluft proportional ist. Diese Größe dient in bekannter Weise zur Diagnose der Luftkörper; man kann sie zu diesem Zwecke auch potentiell lesen, wenn es sich darum handelt, Luftmassen verschiedenen Niveaus in bezug auf ihren Gesamtwärmeinhalt miteinander zu vergleichen. Die Zustandskurve der spezifischen Feuchtigkeit s-s, von links nach rechts übertragen, liefert im Temperatur-Druck-Diagramm die Taupunktkurve TP-TP.

Wichtig ist es, daß linksseitig die Sättigungskurve S-S und der Verlauf der wahren spezifischen Feuchtigkeit s-s nebeneinander dargestellt wurden. Verfolgt man, von einem beliebigen Punkt z.B. M der Sättigungskurve ausgehend, das Abbild der ihm entsprechenden Trockenadiabaten MY, bis diese Kurve die Ordinate NQ der linearen Feuchtigkeitsteilung schneidet, die dem Werte N der wahren spezifischen Feuchtigkeit der Luftmasse M entspricht,

so liegt der Schnittpunkt O dieser Linien im Kondensationsniveau der Luftmasse M. Die Kondensationsniveaus der verschiedenen Luftmassen lassen sich - ohne irgend eine graphische Konstruktion - direkt punktweise in das Blatt eintragen. Liegen sie für übereinandergelagerte Luftmassen M,M',M'', oder mit anderen Worten für ganze Luftschichten, auf dem Abbild ein und derselben Feuchtadiabaten, in O,O',O'', so bilden diese Luftmassen einen einheitlichen Luftkörper, denn sie besitzen den gleichen Wärmeinhalt. An Inversionen, die Luftkörpergrenzen bilden, z.B. M'' und M''', ändert sich die Kondensationsadiabate O'' und O''' -; ist dies an einer Inversion nicht der Fall, so besitzt diese einen internen Charakter.

Will man die Zustandsänderung einer bestimmten Luftmasse bei deren Hebung verfolgen, so geht man wiederum von dem ihr zugeordneten Punkt, z.B. M, der Sättigungskurve S-S aus, bestimmt in der angegebenen Weise das Kondensationsniveau O und verfolgt oberhalb desselben den Verlauf der Feuchtadiabaten OX, die durch den Kondensationspunkt O hindurchgeht oder auf interpolativem Wege durch ihn hindurchgelegt werden kann. Der resultierende Kurvenzug, den man vorteilhaft auf der linken Blattseite einträgt, auf die rechte Blattseite übertragen, stellt dort die Kurve der Temperaturänderung mox dar, der die betrachtete Feuchtluft während des Hebungsvorganges folgen muß.

Die Luftmasse M, über ihr Kondensationsniveau gehoben, muß einen Teil ihres Wassergehaltes verlieren. Wird z.B. M von O nach O' gehoben, dann ist die ausgefallene Wassermenge der Abszissendifferenz der Punkte O und O', nach Werten der spezifischen Feuchtigkeit gelegen, gleichwertig. Die Feuchtadiabaten links stellen also die Änderungskurven dar, denen die spezifische Feuchtigkeit einer Luftmasse bei feuchtadiabatischer Hebung folgen muß.

Solange OX nun rechtsseitig der Kurve s-s verläuft, befindet sich die im Kondensationszustande gehobene Luft M relativ zur Luft der Umgebung, was den Feuchtigkeitsgehalt betrifft, nicht im Gleichgewichtszustande. Sie besitzt einen höheren Feuchtigkeitsgehalt, als die sie umgebende Luft, muß also Wasserdampf an sie abgeben. Die Wolke, die sich bei Hebung der Luft M bildet, muß abtrocknen, und zwar ist die Abtrocknungsgeschwindigkeit nach bekannten Gesetzen proportional der Differenz der Beträge der in Frage kommenden spezifischen Feuchtigkeiten, deren Größe aus der Abszissendifferenz zwischen der Kurve OX und der s-s-Kurve für jedes Niveau - im Niveau O z.B. durch die Strecke o-O - der Darstellung direkt entnommen werden kann. Wir sehen so, daß Wolkengebilde, die durch Hebung z.B. der ganzen Schicht M,M',M'' entstehen, erst im Niveau U in bezug auf ihren Wasserdampfgehalt relativ zur Luft der Umgebung stabil werden, daß sie diese Stabilität aber wieder verlieren, wenn sie über das Niveau V gehoben werden. Das Gleiche lehrt uns, wenn auch nicht in quantitativem Maße, die Taupunktskurve TP-TP in Verbindung mit der Zustandsänderungskurve mox auf der rechten Blattseite. Hier sehen wir aber, daß die betrachteten Luftmassen während des Hebungsvorganges stets kälter und damit schwerer bleiben, als die Luft ihrer Umgebung, daß es also zu einer Wolkenbildung im aufsteigenden Luftstrom in unserem Beispiel nicht kommen wird.

Liest man die Zustandsänderungskurve mox virtuell und vergleicht man einen ihr entnommenen Temperaturwert T_1 mit dem der virtuell gelesenen Zustandskurve T-T entnommenen Temperaturwerte T_2 im gleichen Druckniveau, so vermittelt das Verhältnis

$$J = \frac{\frac{T_2 - T_1}{\frac{T_2 + T_1}{2}}}{\frac{T_2 - T_1}{T_m}}$$

uns die Kenntnis des Gleichgewichtszustandes, in dem sich die gehobene Luft relativ zur Luft der Umgebung in dem betrachteten Niveau befindet. Ist J positiv, so ist der Zustand stabil, ist es negativ, so ist er labil. Will man die Dichtedifferenz zahlenmäßig bestimmen, so ist J mit dem Mittelwert der Luftdichte D_m am Orte zu multiplizieren. Diesen Mittelwert der Luftdichte entnimmt man dem Dichtenetz des Blattes mit ausreichender Genauigkeit.

Intregalwerte von J ergeben einen Näherungswert für die Lagerungsenergie. Exakt kann man diesen Energiewert nur einem Blatt entnehmen, das nach Art eines Indikatordiagramms gezeichnet ist. Ein solches liegt für aerologische Zwecke im Shaw'schen Tephigramm vor. Im täglichen Dienst wird man sich aber mit dem Näherungswert für die Lagerungsenergie begnügen.

Jeden Einzelpunkt der linken Blattseite können wir als das Kondensationsniveau einer adiabatisch gehobenen Luftmasse auffassen. Durch die Lage des Kondensationspunktes ist die potentielle Temperatur und die spezifische Feuchtigkeit der gehobenen Luft, in einem Bezugsniveau also auch deren wahre Temperatur eindeutig bestimmt. Potentielle Temperatur und spezifische Feuchtigkeit sind zwangsläufig miteinander gekoppelt.

Wir stellen fest, daß jede Luftmasse, deren Kondensationsniveau auf der Sättigungskurve S-S liegt, genauer gesagt, auf der Sättigungskurve liegt, die durch Abbildung der virtuellen Temperaturkurve der rechten Blattseite auf der linken Blatthälfte entstehen würde, in ihrem Kondensationspunkt die gleiche D i c h t e besitzt, als die Luft der Umgebung bei dem jeweiligen atmosphärischen Zustande.

Mit Hilfe unserer Darstellung ist es also überaus einfach, die potentielle Temperatur und damit auch die spezifische Feuchtigkeit einer Luftmasse zu bestimmen, die, adiabatisch gehoben, in einem bestimmten Druckni -

veau kondensieren und sich gleichzeitig dort mit der Luft der Umgebung im Dichtegleichgewicht befinden soll. Ist andererseits die potentielle Temperatur o d e r die spezifische Feuchtigkeit der Luftmasse gegeben, so läßt sich umgekehrt leicht das Druckniveau finden, in dem sich im Momente des Wasserdampfausfalles die gehobene Luft im Dichtegleichgewicht mit der Luft der Umgebung befindet.

Ist die spezifische Feuchtigkeit der Luftmasse gegeben, eine Größe, die während des Hebungsvorganges im Trockenzustande als invariant angenommen werden kann, so liegt das gesuchte Druckniveau im Schnittpunkte der s- oder DT-Ordinate mit der S-S-Kurve. Für die Bodenluft in unserem Beispiel liegt das Niveau bei dem Druckwerte,der dem Punkte P entspricht. Wir entnehmen der Darstellung, daß die Bodenluft auf etwa 43 Grad potentiell erwärmt werden müßte, damit sie in dieses Niveau aufsteigen könnte.

Die Tatsache, daß Sättigungskurve und Kurve der wahren spezifischen Feuchtigkeit auf der linken Blatt - seite nebeneinander dargestellt sind, ermöglicht es uns für jede beliebige Luftmasse des gegebenen Zustandes das "Kumulus-Kondensationsniveau" direkt abzulesen.

Bei gegebenem Zustande kann aber die Lösung dieser Aufgabe mehrdeutig sein. Würde z.B. die Bodenluft,was bei einer anderen Eigentemperatur durchaus möglich wäre, einen Feuchtigkeitsgehalt von 12 Gramm pro Kilogramm oder einen DT-Wert von 30 Grad besitzen, dann würden, wie man leicht sieht, drei verschiedene Niveaus die gestellte Bedingung erfüllen, also als Kumulus-Kondensationsniveaus in Frage kommen. Sie liegen bei den Druckwerten von 873, 798 und 738 mbar. Die Bodenluft müßte sich auf 26, 32 bezw. 38 Grad potentiell erwärmen, wenn sie in diesem Niveau kondensieren und dabei mit der dort la - gernden Luft im Dichtegleichgewicht stehen sollte.

Wir haben bei unseren Betrachtungen gesehen,daß die

Analyse der atmosphärischen Schichtung zu Zustandsände - rungskurven führen kann, die nicht für Einzelluftmassen, wie die dem Boden unmittelbar auflagernde Luft, sondern für ganze Luftschichten repräsentativen Charakter besitzen. Zwar treten diese Verhältnisse nur gelegentlich mit einer solchen Schärfe hervor, wie sie das hier behandelte Beispiel als solches erkennen lassen mußte. In der Mehrzahl aller Fälle ist der atmosphärische Zustand so verwickelt, daß er sich bei dem Stande unserer heutigen Kenntnis überhaupt nicht glatt analysieren läßt. Will man aber die Verhältnisse untersuchen, die in mehr oder weniger ausgesprochener Schichtung übereinanderlagernde Luftmassen gegeneinander zeigen, dann erscheint es ratsamer, die Charakteristika der Einzelschichten festzulegen und in Beziehung zueinander zu setzen, als "ortsfremde Luft" unbestimmter Charakteristik zu diesem Vergleiche heranzuziehen. Solche "ortsfremde Luft" ist vor allem aber die dem Erdboden direkt auflagernde Luft,die aus physikalischen Gründen in der Mehrzahl der Fälle überhaupt nicht in ein Niveau aufzusteigen vermag, das dem "Kumuluskondensationsniveau" entspricht. Da bei dem Abbau der Bodeninversion sich nicht nur die Eigentemperatur der Luft, sondern auch ihre spezifische Feuchtigkeit zu ändern pflegt, so ist es nicht statthaft,die spezifische Feuchtigkeit der Bodenluft als Invariante in den Vorgang zur Berechnung des Kumuluskondensationsniveaus einzuführen. Die praktische Messung zeigt ja auch, daß die theoretische Spekulation stets zu Werten für die Höhe dieses Niveaus führt, die zu hoch liegen.

Adiabatenblätter sollen den Praktiker bei seinen Betrachtungen vornehmlich der R e c h n u n g enthe - ben, indem sie die Rechnung durch graphische Konstruk - tion ersetzen. Es läßt sich kein Adiabatenblatt entwerfen, das alle Anforderungen in dieser Hinsicht erfüllt. Verlangt man eine übersichtliche Darstellung des atmo - sphärischen Zustandes, so erscheinen energetische Be -

trachtungen erschwert; zielt die Bearbeitung auf Spekulationen energetischer Art hinaus, dann wird die Zustandsdarstellung kompliziert und unübersichtlich.

Das Adiabatenblatt Schleicher und Schüll Nr.417 1/2 soll dem erstgenannten Zwecke dienen. Es bietet die Möglichkeit zu zahlreichen weiteren Betrachtungen. Zu einer restlosen Ausnutzung dieser Möglichkeiten führt nur der praktische Gebrauch. Eine kurze Darstellung vermag sie nicht zu übermitteln.

L i t e r a t u r :

Ein neuer Vordruck für die Auswertung aerologischer Aufstiege, Procès-verbaux des séances de la réunion de la commission Internationale pour l'exploration de la haute atmosphère. Appendix 42.

Ein neuer Vordruck für die Auswertung aerologischer Aufstiege. Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosph. Bd.18,S.288 ff.

Über ein neues Adiabatenpapier. Verh.Ber. über die zweite Tagung der Arbeitsgemeinschaft Deutscher Flugmeteorologen in Berlin. Erfahrungsberichte 2. Sonderband,S.159 ff.

Nr. 6: Dr. H.K. M e t z l e r

Ein Geschwindigkeitsmaßstab für den Gradientwind.

(Nach den Nomogrammen von H. Berg).Mit Abb. 302 - 304.

Durch die Nomogramme von H. Berg 1) ist die Betrachtung der Gradientwinde in den Vordergrund des Interesses getreten. Als Ergänzung dazu sei im Folgenden ein Maßstab beschrieben, der es gestattet, ohne Rechnungen aus der Topographie die Stärke des Gradientwindes zu entnehmen. Dabei sei von vornherein festgestellt, daß hier lediglich eine Ergänzung gebracht werden soll, ohne auf weitere Fragen des Problems einzugehen.Es soll hier eine Faustregel gegeben werden,die im Rahmen der Genauigkeit, die heute aus den Topographiezeichnungen

1) s.Seite 808

zu entnehmen ist, uns ohne weiteres die Geschwindigkeit des Windes auf einer bestimmten Strecke angibt.

Aus der Abbildung 2 der genannten Arbeit läßt sich für alle Geschwindigkeiten des Gradientwindes das $\frac{10 \cdot H}{E}$ entnehmen, und daraus das Gefälle der entsprechenden Millibarfläche berechnen. In Tabelle I ist dies bis 30m/sek durchgeführt. Damit haben wir die Grundlage für die Zeichnung der Topographieblätter, da im allgemeinen die Isohypsen im Abstand von 10 zu 10 geodyn. Metern gezeichnet werden. Die Zuordnung von Gefälle und Geschwindigkeit gibt rein tabellenmäßig schon eine gute Handhabe zum Ermitteln der Windgeschwindigkeiten. Bezieht man die Isohypsendarstellung nun noch auf eine bestimmte Entfernung in der Horizontalen, erhält man einen Maßstab, der die Geschwindigkeiten sofort ablesen läßt.

Um nun nicht für den Abstand aller Orte verschiedene Horizontalentfernungen und damit verschiedene Maßstäbe benutzen zu müssen, soll versucht werden,mit einer einzigen Entfernung auszukommen. Am geeignetsten wäre da diejenige von 100 km, jedoch zeigt sich dabei ein grundlegender Übelstand. Die Abstände der Isohypsen würden sich bei größeren Geschwindigkeiten auf dem Maßstab derart drängen, daß an ein einigermaßen sicheres Ablesen nicht mehr zu denken ist. Aus diesem Grunde ist als Entfernung 500 km gewählt. Wie aus der Abbildung 302 hervorgeht, kann auf diese Entfernung der Abstand der meisten für unsere Betrachtung wichtigen Punkte vereinigt werden. Die Entfernung Berlin-Königsberg, Berlin-München, Berlin-Köln, Hamburg-Breslau, Breslau-München und Köln-München beträgt 500 km, die Berlin-Darmstadt, Berlin-De Bilt und De Bilt-Friedrichshafen sowie Königs-

1)H.Berg, Nomogramme zur Ermittlung des Gradientwindes aus Karten der Topographie bestimmter Isobarenflächen. Erf.Ber.d.Deutsch.Flugwetterdienstes, 1934, Folge VIII, Heft 18

berg-Breslau ist ohne große Fehler dieser anzugleichen. Zum anderen sind die Entfernungen Hamburg-Berlin, Berlin Breslau und Darmstadt-Friedrichshafen mit rund 250 km ebenfalls leicht daraus zu entnehmen.

Diese kleinen Abweichungen spielen im Rahmen der Genauigkeit, die wir aus der Topographie entnehmen können, keine Rolle. Ebenso die Tatsache, daß der Maßstab nur für einen senkrechten Abstand benutzt werden kann.

Auf diesen Abstand von 500 km, das ist für unsere Topographiekarten eine Entfernung von 6.3 cm bei einem Maßstab von 1:8 000 000, ist der in Abbildung 303 abgebildete Maßstab zugeschnitten. In der Tabelle ist in Spalte 4 der Abstand je zweier Linien von 10 geodyn. Metern, und in Spalte 5 dieser Abstand in Zentimetern angegeben.

Diese Werte ergeben sich unter Zugrundelegung der Entfernung E = 500 000 m aus den Formeln $\frac{E \cdot 10}{\triangle h}$ beziehungsweise aus $\frac{A.6.3}{E}$. Diese beiden Formeln entstehen durch entsprechende Umformung der Berg'schen Formel $\frac{10 \cdot H}{E}$. Dazu ist bei der Berechnung des $\triangle h$ bereits für E der Wert 500 000 benutzt worden und für φ ein für unser Gebiet ziemlich allgemein geltender Wert von 50°.

Auf dem abgebildeten Maßstab sind die Entfernungen der Isohypsen für 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 15, 20, 25 und 30 m/sek. eingetragen; die Zwischenwerte lassen sich aus den mit zunehmender Geschwindigkeit immer kleiner werdenden Abständen leicht interpolieren, sie einzuzeichnen ist wenig zweckvoll, da dann die Übersichtlichkeit sehr leiden würde. Sollte sich bei großen Geschwindigkeiten dieser Linienabstand noch als zu eng erweisen, so kann durch Verdoppeln des Abstandes und Ausmessen des Abstandes von Isohypsen von je 20 geodyn. Metern, diesem Übelstand abgeholfen werden.

Daß bei Ermittlung von Richtung und Stärke des Gradientwindes aus Richtung und Abstand der Isohypsen der Isobarenfläche diese mit größtmöglichster Genauig-

keit zu zeichnen sind, bedarf wohl kaum mehr der Erwähnung.

In Abbildung 304 ist für einen wahllos herausgegriffenen Tag die Richtung und Stärke des Windes in einer 500 Millibarfläche, das ist in rund 5500 m, mit den umseitig genannten Mitteln bestimmt. Wir haben bis zur Oder in ganz Westdeutschland eine einheitliche SW- bis WSW-Strömung von 13 bis 15 m/sek. und östlich dieser Linie NW 10 bis 11 m/sek. Diese Richtung und Geschwindigkeit stimmt mit dem zwar geringen Material der Pilotballonaufstiege in dieser Höhe überein. Herausgegriffen wurde der 14. Juli 1934.

Dies eine Beispiel soll genügen. Eine häufige Benutzung des Maßstabes hat gezeigt, daß im Rahmen der Genauigkeit, mit der heute die Isohypsen auf den Topographiekarten gezeichnet werden können, die Windgeschwindigkeit richtig angegeben wird. Geringe Unterschiede zwischen den mit dem Maßstab gewonnenen Geschwindigkeitswerten und jenen, die rein rechnerisch aus dem Berg'schen Nomogramm gewonnen werden, sind auf Rechnung der Zeichnung zu setzen. Man tut deshalb gut, die Zeichnung mehrfach auszumessen und Mittelwerte zu bilden. Nur bei ganz gleichmäßigem Gefälle und genügend genauer Zeichnung genügt jeweils eine Messung.

Zum Schluß sei noch einmal betont, daß hier nur eine Ergänzung der Berg'schen Arbeit zum bequemeren Arbeiten in der Praxis gegeben werden soll. Eine Verfeinerung der Methoden durch Berücksichtigung der Isohypsenkrümmung wird später mit eingehenderen Arbeiten über das Gesamtproblem des Gradientwindes gegeben werden.

Tabelle I.

Tabelle I

Geschw.in m/sek	$\frac{10 \cdot H}{E}$	Δh	Abstand zweier Linien	cm
1	0.00014	7	714.3 km	8.9
2	0.00022	11	454.5	5.7
3	0.00034	17	294.1	3.7
4	0.00045	23	217.3	2.7
5	0.00056	28	178.3	2.2
6	0.00067	34	147.0	1.8
7	0.00078	39	128.2	1.6
8	0.00089	45	111.1	1.4
9	0.0010	50	100.0	1.26
10	0.0013	56	89.2	1.1
11	0.00125	62	80.9	1.0
12	0.00135	68	73.7	0.93
13	0.00147	73	68.3	0.86
14	0.00156	79	63.3	0.79
15	0.00173	85	58.9	0.74
16	0.00181	91	54.9	0.69
17	0.0019	96	52.1	0.65
18	0.002	101	49.3	0.62
19	0.00214	106	47.2	0.59
20	0.00225	111	45.1	0.56
21	0.0023	116	43.1	0.54
22	0.0024	121	41.4	0.52
23	0.00254	126	39.6	0.50
24	0.0026	131	38.1	0.48
25	0.00273	136	36.7	0.46
26	0.00285	142	35.3	0.44
27	0.003	148	33.7	0.42
28	0.0031	154	32.5	0.41
29	0.00322	160	31.3	0.39
30	0.00331	165	30.3	0.38

Nr. 7: Dr. H. G. Müller

Beobachtung von Haloerscheinungen bei Wetterflügen. Mit Abb. 305 - 307.

Die regelmäßigen Flugzeugaufstiege zum Zwecke aerologischer Messungen bieten im weit höheren Maße, als es bei gelegentlichen Freiballonfahrten der Fall ist, Gelegenheit, die optischen Erscheinungen der Atmosphäre zu studieren. Von den in Darmstadt in letzter Zeit beobachteten Haloerscheinungen seien hier einige kurz beschrieben:

Am 14.6.33 traten wie in den meisten von uns beobachteten Fällen die verschiedenen Halogebilde in ihrer natürlichen Reihenfolge auf. An diesem Tage ging sehr starker, am Boden schon einsetzender Dunst nach oben in Altostratus über. Während beim Aufstieg des Wetterflug - zeuges noch keine optischen Erscheinungen wahrgenommen wurden, zeigte sich beim Abstieg eine intensive Unter - sonne bei 4300 m Höhe; kurz nach ihrem Verschwinden konnten die Eisnadeln, die sie erzeugt hatten, direkt ringsum beobachtet werden. Beim weiteren Abstieg erschien bei 3900 m Höhe ein voll ausgebildeter Halo-Ring in 22 Grad Abstand von der Sonne, der bis zu einer Höhe von 3600 m hinab gesehen werden konnte.

Ganz ähnlich verlief die Erscheinung am 28.6.33.An diesem Tage wurde im Abstieg in 5000 m Höhe eine licht - starke Untersonne beobachtet, die sich beim weiteren Abstieg in einen dichten Schwarm blitzender Eiskristalle auflöste. Die ganze Erscheinung und ihre Entwicklung konnte hierbei photographisch festgehalten werden. Die Abbildungen 305 bis 307 zeigen die verschiedenen Phasen der Erscheinung (Brennweite 25 cm, Abbildung 305 natürliche Größe, bei Abbildung 306 und 307 Vergrößerung ca 5-fach) und zwar stammen die Aufnahmen aus 5000, 4800 und 4400 m Höhe. Bei der ersten Aufnahme ist der Wolkenuntergrund noch deutlich als Stratocumulus zu erkennen. Bei der zweiten sind in der Umgebung der eigentlichen, et-

was verschwommener aussehenden Untersonne, schon die (durch die Geschwindigkeit des Flugzeuges in Striche auseinandergezogenen) Einzelteilchen zu sehen. Beim dritten Bild hat sich die ganze Untersonne bereits völ - lig in Eisnadeln aufgelöst.

Eine andere interessante Halobeobachtung machten wir am 26. 10. 33. An diesem Tage hätte man auf der Oberfläche einer geschlossenen, von 800 bis 4000 m hinauf - reichenden Wolkenmasse, die bei -14.1 Grad wenig Struk - tur zeigte, eine Untersonne bezw. beim Hineinfliegen Haloerscheinungen erwarten sollen. Auch die beim Aufstieg beobachteten Eisnadeln in den oberen Wolkenschichten schienen darauf hinzudeuten. Trotzdem aus diesem Grunde besonders auf derartige Erscheinungen geachtet wurde,war bis unmittelbar vor dem Einflug in die Wolke nichts zu bemerken. Erst in diesem Augenblick erschien in ganz geringem Winkelabstand von der Sonne eine ziemlich lange (ca. 5 Grad) schmale Lichtsäule nicht sehr großer Intensität. Sie verschwand, noch bevor die Sonne hinter dem nächsten Wolkenballen war, sie war offenbar auf eine ganz lokale Eigenschaft des betreffenden Wolkenstückes zurückzuführen. Als dann bei 3400 m die Lichtstärke noch ein - mal einen Augenblick lang ausreichte, wurde für kurze Zeit ein ähnliches langgestrecktes Gebilde beobachtet.Daß nur derartige Lichtsäulen und nicht eine eigentliche Untersonne beobachtet werden konnte, sowie die geringe Intensität der Erscheinung im Vergleich zu der einer normalen Untersonne deutet darauf hin, daß die in den Oberflächenschichten der Wolke herrschende Turbulenz zu groß war, um das Auftreten bevorzugter Lagen der Eiskristalle und damit die Ausbildung einer eigentlichen Untersonne zu gestatten. Weiter ist an dieser Erscheinung bemerkens - wert, daß nur gewisse Teile der Wolkenoberfläche aus Eiskristallen zu bestehen scheinen, während dicht daneben - liegende Partien offenbar aus Wassertropfen bestanden.

Die Beobachtung der Untersonne wird, wenn erst ihre

Bildungsbedingungen besser bekannt sind, als es zur Zeit der Fall ist, interessante Schlüsse auf den physikalischen Zustand der Wolkenarten, von dem wir erst sehr lückenhafte Kenntnis besitzen, zulassen. Nach unseren bisherigen Erfahrungen scheinen Eiskristalle, wie sie in den normalen 22-Grad-Halos und in den Untersonnen vorkommen, vorzugsweise Bestandteile von Altostratus und hohem Stratocumulus zu sein. Meistens werden Untersonnen in Höhen (mit der Jahreszeit etwas schwankend) von 3500 bis 4500 m beobachtet bei Temperaturen, die eher noch etwas unter als über -10 Grad liegen. Im Gegensatz zu der in der älteren Literatur häufig vertretenen Meinung, daß nur Cirren der Sitz von Haloerscheinungen seien und darum überhaupt als Eiswolken definiert werden könnten, ist mir bisher kein einziger Fall bekannt, wo ein Halo bei nur von Cirren bedecktem Himmel beobachtet wäre, ohne daß gleichzeitig Altostratus vorhanden war. Bei den von uns beobachteten Fällen, wo Cirren mit Altostratus gleichzeitig vorhanden waren, war stets der Altostratus der Sitz der Untersonne und auch des Halo-Ringes.

Es erscheint wohl die Hoffnung berechtigt, bei Vergrößerung des Beobachtungsmaterials dem ästhetisch so anziehenden Gebiet der meteorologischen Optik wertvolle Aufschlüsse, bezüglich der in vieler Hinsicht noch so rätselhaften physikalischen Natur mancher Wolkenarten zu entnehmen.

Nr. 8: E. F r a n k e n b e r g e r

Bemerkenswerte Luftwogen. Mit Abb. 308 - 315.

1. Die Augenbeobachtungen.

Am 3. Juli 1934 wurde an der Wetterflugstelle Hamburg um 7.24 Uhr zum Höhenflug gestartet. Die Gipfelhöhe von 5440 m wurde um 8.02 Uhr erreicht. Nachdem eine bis 1600 m reichende Stratocumulus-Schicht durchflogen war, wurde 7/10 Altocumulus sichtbar, dessen untere Grenze über Hamburg bei 5000 m lag. Dieser Altocumulus bildete im SSE eine geschlossene Schicht, die etwa 30 km

südsüdöstlich Hamburgs in 6 parallele Banden überging. Diese Banden wurden nach NNW zu schmaler und endeten in einer Entfernung von etwa 40 km nordnordwestlich Hamburgs.

Während der Dauer der Sichtbarkeit von etwa 30min., die durch die Dauer des Fluges über dem unteren Stcu gegeben war, änderte sich das Aussehen der Bandenunterseite nicht merklich. Es schien nur eine Verschiebung der Banden um etwa 30 km nach SE einzutreten. Die Oberseite der Banden war nur etwa 3 min. zu sehen. Dabei fiel auf, daß die sonst recht gleichmäßigen Altocumulusschwaden teilweise noch mit chaotischen Stratusfetzen bedeckt waren.

2. Einwirkungen der Luftwogen auf den Flug.

An der Hamburger Wettermaschine Junkers A 35 D 898 befindet sich ein Morellwindmesser,dessen Anzeige nur sehr wenig von der Luftdichte abhängt. Nach diesem Instrument flog der vertretende Pilot, Herr Hermann Zimmer, wie gewöhnlich mit einer Geschwindigkeit von 120 km/st beim Steigflug. Nach dem Durchstoßen der unteren Stcu-Decke wurde bis zur Höhe von 5100 m Kurs nach NNE genommen. Über 5100 m wurde dann allmählich nach NW gedreht. Das Flugzeug flog also meist in einer Richtung, die 45° zur Richtung der Banden geneigt war.

Trotz des gleichmäßigen "Ziehens" der A 35 zeigte von 4400 m ab das im Instrumentenbrett eingebaute Variometer auffällige Perioden der Steiggeschwindigkeit. Besonders deutlich wurde das bei 5050 m. Während sonst das Flugzeug in dieser Höhe nur noch mit etwa 1 m/sec steigt, stieg es am 3. Juli, als nahe der Altocumulusbasis der östliche Rand eines Altocumulusstreifens erreicht war, mit 3.5 m/sec. Der Pilot steuerte jetzt nach NNW, um im Aufwindbereich zu bleiben, und erreichte so 5440 m. In der Hoffnung, in der Mitte des Altocumulusstreifens einen noch größeren Aufwind zu treffen, drehte Herr Zimmer,

ohne den Anstellwinkel des Flugzeuges zu ändern, auf NW. Als die Mitte des Streifens erreicht war, verlor die Maschine an Höhe.

Eingehendere Beobachtungen konnten nicht angestellt werden, weil der Beobachter im oberen Teil der Flugbahn den fliegerisch wichtigen Teil der Beobachtungen(Tx 403) herunterfunken mußte, und weil eine Verlängerung des Fluges im Interesse der rechtzeitigen Auswertung nicht möglich war.

3. Die Struktur der Wogen.

Zur Feststellung der Struktur der Wogen konnten benutzt werden:

I) zwei Leica Photographien der Altocumulusbanden, die aus 1900 m gemacht wurden und

II) die Registrierung eines Meteorographen besonders geringer Trägheit.

a) Die Wellenlänge der Wogen.

Zur Bestimmung der Wellenlänge der Luftwogen wurden auf den zu dieser Arbeit gehörenden Abbildungen Strahlen gezogen, die die Mittelachsen der Banden darstellen sollen. Sie laufen perspektivisch in einem unendlich fernen Punkt zusammen. Dann wurden zwei horizontale Linien eingezeichnet: eine, die durch die nördlichen Enden der Banden läuft und eine zweite, die die Projektion der ersten auf die untere Wolke ist. Da die Sonne am 3. Juli um 7.30 Uhr bereits sehr hoch steht, liegt diese Projektion nicht weit von der Grenze der Bandenschatten. Aus der Brennweite des photographischen Objektivs (f = 5 cm) und dem Abstand der beiden horizontalen Linien auf den Abbildungen (A = 3.5, resp. 3.3 mm) folgt, daß die horizontalen Linien, deren Abstand in der Natur gleich der Differenz der Wolkenhöhen (5000 - 1600 = 3400 m) war, eine Entfernung von 48.5 resp. 51.6 km vom Objektiv hatten. Auf den horizontalen Linien betru-

gen die Abstände der Banden 3.8,3.3,3.9 und 3.9 mm für das erste Bild und 3.2, 3.3, 4.5 und 3.5 mm auf dem zweiten Bild. Mit den mittleren Abständen von 3.72 und 3.62 mm berechnen sich dann Wellenlängen der Luftwogen von 3.60 resp. 3.73 km Länge. Es wird sich bei der Behandlung der thermischen Struktur der Luftwogen eine zweite unabhängige Methode finden, die gefundene Richtigkeit der Wellenlänge zu kontrollieren.

Auf Abbildung 308 ist die Registrierung des Meteorographen wiedergegeben, (photographisch im Verhältnis 1:2 vergrößert) auf der die periodischen Änderungen der Temperatur und der Steiggeschwindigkeit deutlich zu erkennen sind. Entsprechende Punkte dieser Perioden folgen im Original mit den Abständen 6.6, 6.5 und 7.8 mm, im Mittel also nach 6.97 mm. Bei allen Überlegungen mußte die Art der letzten registrierten Welle unberücksichtigt bleiben, weil der Kurs während ihrer Registrierung geändert wurde. Dem Abstand von 6.97 mm entspricht eine Dauer von 3.77 min. In dieser Zeit hat das Flugzeug $\frac{124 \cdot 3.77}{60} = 7.8$ km zurückgelegt. Die Geschwindigkeit wurde von 120 km/st auf 124 km/st erhöht, um den Einfluß der geringen Luftdichte zu berücksichtigen (K. Bennewitz, Hdb. der Flugzeugkunde, Bd.VIII, 1922). In einer zu den Banden senkrechten Richtung wurde dann 7.8 : sin 45° = 5.51 km durchflogen. Wir müssen daher annehmen, daß in den 3.77 min, die das Flugzeug zum Zurücklegen einer Welle brauchte, die Welle sich selbst senkrecht zu ihrer Längsrichtung um 5.51 - 3.66 = 1.85 km vorwärtsbewegte. Die Eigengeschwindigkeit der Wellen beträgt also 1850 : 3.77 = 490 m/min oder 8.17 m/sec, vorausgesetzt, daß keine Phasenverschiebung mit der Höhe bestand.

b) Die Strömungsstruktur der Luftwogen.

In Abbildung 309 ist ein Bild der Flugbahn projiziert auf eine zu den Banden senkrechte Ebene wiederge-

geben. Als Abszisse ist die Entfernung in km von dem bei 44.2 km erreichten Punkt und als Ordinate die Höhe des Fluges in zehnfacher Überhöhung gewählt. Die Form dieser Flugbahn läßt das Vorhandensein periodischer Auf- und Abwinde erkennen. Die mittlere Steiggeschwindigkeit des Flugzeuges in der betrachteten Höhe betrug 1.1 m/sec.Aus den Neigungen der Flugbahn und aus der Fluggeschwindigkeit läßt sich die momentane Steiggeschwindigkeit und aus ihr durch Subtraktion von 1.1 m/sec die Vertikalgeschwindigkeit der Luft unter den Luftwogen berechnen.Das Ergebnis dieser Berechnung ist in Abbildung 310 eingezeichnet. Es treten also Vertikalgeschwindigkeiten von 2.4 m/sec und Abwinde von 0.8 m/sec auf. Es würde daher für ein Segelflugzeug möglich sein, ohne Höhenverlust im Bereich der Luftwogen zu fliegen. Anschaulicher ist das Bild, wenn die Abszisse entsprechend der Eigengeschwindigkeit der Wellen verkürzt wird, so daß ein Vertikal - Strömungsprofil der Wellen entsteht (zweiter Abszissenmaßstab). Mit dem Vorüberwandern der Wellen treten vermutlich außer den Schwankungen der Vertikalgeschwindigkeit auch Schwankungen der Horizontalgeschwindigkeit auf, wobei dann der Rückenwind unter den Wellentälern, nahe dem östlichen Rand der Banden am kleinsten gewesen sein müßte. Die Abbildung 310 ist daher möglicherweise wegen der Annahme gleichförmiger Fluggeschwindigkeit in horizontaler Richtung etwas verzerrt. Mit der Abszisse nimmt die Größe der Vertikalgeschwindigkeiten zu. Wahrscheinlich ist dies eine Folge der zunehmenden Annäherung an die Wellenoberfläche. Wenn eine solche Zunahme besteht, so ist die Abbildung 310 auch in horizontaler Richtung etwas verzerrt, weil sie nicht die Größe der Vertikal - komponenten auf einer zur Wellenoberfläche geneigten geraden Flugbahn wiedergibt, sondern die Vertikalgeschwindigkeiten für eine geschwungene Flugbahn. Die Entzerrung wegen einer periodischen Änderung der Fluggeschwindig - keit würde nur geringe Verschiebungen erfordern, die die

Unsymetrie des Wellenbildes verstärken. Eine Entzerrung wegen evtl. Zunahme der Vertikalgeschwindigkeiten mit der Höhe würde die Maxima und Minima unwesentlich nach links verschieben.

c) Die Temperaturstruktur der Luftwogen.

Abbildung 308 zeigt den Verlauf der Temperatur während des Fluges. Es wurde ein Meteorograph benutzt, der mit einem Thermometer besonders geringer Trägheit ausgerüstet war. Dies Thermometer hatte eine Halbwertszeit von nur 5 sec. Die registrierten Temperaturen konnten daher ohne Korrektion benutzt werden. Abbildung 311 zeigt die räumliche Verteilung der Temperatur, wobei ebenfalls Änderungen der Fluggeschwindigkeit durch horizontale periodische Windgeschwindigkeitsschwankungen vernachlässigt wurden. Zu einer Verzerrung des Kurvenverlaufs der Abbildung 311 infolge einer möglichen Änderung der Temperaturamplitude mit der Höhe kommt noch die Verzerrung durch die Änderung der mittleren Temperatur mit der Höhe. Um die Temperaturstruktur mit der Struktur der Vertikalgeschwindigkeitskomponenten vergleichbar zu machen,wurde die Abbildung 311 für einen Flug auf einer zur Wellenoberfläche geneigten und geschwungenen Flugbahn in isothermer Schicht mit unveränderter Temperaturamplitude umgerechnet. Das Ergebnis ist in Abbildung 310 eingetragen. Die schraffierten Teile stellen die mutmaßliche Lage und Form der Altocumulusbanden dar.

Die Amplitude der Temperaturstörung gibt einen Mindestbetrag für die Größe der Verschiebung von Luftteilchen in vertikaler Richtung bei den Wellenbewegungen. Für die beiden ersten noch unter dem Kondensationsniveau der Banden gemessenen Amplituden ließ sich die Berechnung leicht durchführen. Die Strecken, die die Luftteilchen der Temperaturmaxima und -Minima auf der Trockenadiabate zurücklegen müssen, um bis zur mittleren Temperaturkurve zu gelangen, ergibt sich beide Male zu 220-230 m, wobei sich ebenso wie bei der Vertikalge-

schwindigkeit für größere Höhen größere Werte ergeben. Der mittlere Temperaturgradient betrug im Bereich der Wogen etwa 3° pro 1000 m.

Hier ergibt sich nun eine Gelegenheit, unabhängig von einander gefundene Werte über die Struktur der Luftwogen auf ihre Zuverlässigkeit zu prüfen. Wenn auch die Wellen keine rein harmonische Form haben, so dürften die Maxima der Steig- und Fallgeschwindigkeiten der Luft, nämlich 2.4 m/sec und 0.9 m/sec, mit sin 45° multipliziert doch den mittleren Auf- und Ab-Geschwindigkeiten nahe kommen. So ergeben sich 1.7 m/sec als mittlere Steiggeschwindigkeit und 0.64 m/sec als mittlere Fallgeschwindigkeit. Bis ein Luftteilchen um 220 m gehoben ist, vergehen 129 sec und bis es wieder auf den Ausgangspunkt zurückgesunken ist, vergehen 343 sec, zusammen also 472 sec. Gemäß der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen von 8.17 m/sec ist in dieser Vollperiode die Welle um 3.8 km vorgeschritten. Diese Zahl stimmt mit der durch Auswertung der Fotografie gefundenen Wellenlänge (3.6 bezw. 3.7 km) innerhalb der Meßgenauigkeit befriedigend überein. Demnach scheint keine wesentliche Phasenverschiebung mit der Höhe vorhanden gewesen zu sein.

Bei der vorliegenden Beobachtung handelt es sich um Wogenwolken von besonders großer Wellenlänge und geringer Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Außer einer Beschreibung des Aussehens der Wolken konnten einige wesentliche Eigenschaften der Wellenstruktur gemessen werden. Zu einem Vergleich der Beobachtung mit der Theorie fehlen noch Angaben über die Temperatur- und Windverhältnisse. Die Theorie der Wellenbewegungen in Luft und Wasser verdankt ihre Entstehung den Arbeiten von Helmholtz, W. Wien und A. Wegener. In den letzten Jahren ist sie durch V. Bjerknes und H.Solberg Physik Hydrodyn. Verlag Springer 1933, S. 305 ff und durch B.Haurwitz Veröff.d.Geoph.Inst.Leipzig II. Bd. 5, Heft 1 weitgehend

vervollkommnet worden, indem auch geschichtete inhomogene und kompressible Medien behandelt wurden. Für die Grenzfläche solcher Medien berechnet Haurwitz die Wellenlänge L zu

$$L = 640.5\ U^2 \frac{1}{\sqrt{3.69\ U^2 + 3.43 \cdot (\Delta T)^2}}$$

darin bedeuten U den halben Windsprung, und Δ T den Temperatursprung an der Grenzfläche. Die Registrierung läßt an der Oberfläche der Wogenwolken keinen Sprung der Temperatur erkennen. Es ist daher möglich, daß die Grenzfläche, an der die Wellenbewegung entstand, in größeren Höhen lag und daß die spezielle Verteilung des Wasserdampfes die Wolkenbildung in einer tieferen an den Vertikalbewegungen mitbeteiligten Schicht veranlaßte. Unterhalb der Wogenwolke war ab 1600 m keine Inversion vorhanden. Die zweite Möglichkeit ist die, daß überhaupt kein Temperatursprung an der Grenzfläche vorhanden war und daß die geforderte Dichteänderung lediglich in einer plötzlichen Änderung des Wasserdampfgehaltes bestand. In der Tat ändert sich die registrierte relative Feuchtigkeit zunächst langsam von 20% bei 4400 gdm auf etwa 65% bei 5000 und dann rasch auf etwa 90% bei 5200 m. Da sich das zur Messung benutzte Haarhygrometer zuvor lange in äußerst trockener Luft befand, was bekanntlich die Trägheit und Meßfehler stark heraufsetzt, kann sich die rasche Zunahme der relativen Feuchtigkeit in Wirklichkeit auf einen wesentlich kleineren Höhenbereich erstreckt haben, so daß bei 5000 m ein Sprung der virtuellen Temperatur von mehreren Zehntel Graden bestand.

Direkte Windbeobachtungen im Bereich der Wogenwolken durch Pilotballone wurden durch die tiefe Wolkendekke verhindert. Ein Überblick über die Windverhältnisse läßt sich aus dem aerologischen Material der Flugzeugaufstiege gewinnen. Abbildung 312 und 313 zeigen die Geopotentiale der 500 und 600 mbar-Flächen. Aus den Neigun-

gen dieser Flächen über Hamburg ließ sich der Druckgradient berechnen. Für die 600 mbar-Fläche (4300 m)ergibt sich ein NW-Wind von 15 m/sec und für die 500 mbar-Fläche (5600 gdm) ein NW-Wind von 45 m/sec. Die außerordentliche Windzunahme in der Höhe am 3. Juli wird dadurch bestätigt, daß von der Deutschen Seewarte um 10 Uhr,als der untere Stcu gelockert war, ein Zug von Cirruswolken aus NW mit etwa 53 m/sec beobachtet wurde. Sicherlich war nicht die ganze Windänderung von etwa 30 m/sec an der Sprungschicht vorhanden. Nach der Formel von Haurwitz hat bei großen Windsprüngen und kleinen Temperatursprüngen die Größe des Temperatursprunges einen wesentlich kleineren Einfluß auf die Wellenlänge als die Größe des Windsprunges. Wenn eine Sprungschicht vorhanden war, so müßte an ihr eine Änderung der Windstärke um 22 m/sec bestanden haben, damit sich Wellen von 3.7 km Länge ausbilden konnten. Bei der starken Windzunahme mit der Höhe ist solch Windsprung wohl möglich.

Für die Form der Wellen ist die Größe η wesentlich. H. Solberg 1.c. S.336. Sie berechnet sich zu

$$\eta = \frac{1}{4} g^2 \Gamma^2 + \mu^2 - \gamma \nu^2 - g^2(\Gamma - \gamma)\frac{\mu^2}{\nu^2}$$

dabei bedeutet Γ den Barotropiekoeffizienten = 12.10^{-5}, γ den Piezotropiekoeffizienten = 8.10^{-5}, g die Gravitationskonstante und μ und ν die Wellenparameter.

η^2 ergibt sich zu -5.10^{-3}, η ist also imaginär, womit bei Stabilität eine zellulare Wellenbewegung zu erwarten ist. Das gefundene Profil der Wellen, das stark unsymmetrisch ist und die Art der Wolkenfetzen auf den Altocumulusfetzen, die auf Überkippen deuten, machen jedoch eine dynamisch instabile Schwingung wahrscheinlich. Auch müßten bei zellularer Schwingung die Änderung der Strukturamplituden mit der Höhe größer gewesen sein.

Zusammenfassung:

Am 3. Juli 1934 wurden in 5 km Höhe regelmäßige Altocumulusbanden beobachtet, die mit starken Schwin -

gungserscheinungen verbunden waren. Aus Lichtbildern und der Aufzeichnung eines Meteorographen besonders geringer Trägheit wird versucht, die Wellenlänge, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit und die Struktur der Schwingungen zu bestimmen. Es scheint sich um dynamisch instabile Wellen zu handeln.

Nr. 9: Dr. K. K e i l

Eine Darstellung der prozentischen Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten in verschiedenen Höhen über Hamburg und Königsberg während des Polarjahres 1932/33. Mit Abb. 316 und 317.

Wenn man die Ergebnisse der Höhenwindmessungen nach den Richtlinien der Internationalen Luftfahrt-Konferenz (Cina) zusammenstellt, so bekommt man, wie ich an verschiedenen Stellen zeigen konnte [3], recht interessante Ergebnisse, die nur den einen Nachteil haben, daß sie - wegen des Umfangs der Tabellen - nicht allzuleicht übersichtlich sind. Nun hat Sir Napir S h a w [1] ein Schema angegeben, nach dem derartige Werte dargestellt werden können. Vor kurzem hat E r e d i a [2] dieses Schema benutzt, und ich habe nun einmal die Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten über Königsberg und Hamburg nach dieser Weise dargestellt. Das Ergebnis findet sich in der Abbildung 316 und 317.

Für die Konstruktion der Windrosen sei folgendes gesagt: An die 4 Seiten eines Quadrates werden die Häu -

---

1) Sir Napir Shaw and L.G. Garbett, A new sort of windrose. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1933 Januar.

2) F. Erida, La rosa dei venti. L'Aerotecnica 14/1934, Januar.

3) z.B.Erf. Ber. 8. Folge Nummer 24, Beitr. z. Physik der freien Atm. Band 21, Heft 4.

figkeiten des Auftretens der 4 Hauptwindrichtungen angetragen, also Nord-, Ost-, Süd-, Westwinde. Im Innern des Quadrats werden die Häufigkeitsprozente für Windstille angeschrieben. Für die 5 von der Luftfahrtkonferenz festgelegten Windgeschwindigkeitsstufen werden 5 einzelne Säulen verwendet, die durch die Schraffierung unterschieden werden. Die Länge jeder Säule gibt die Prozentzahl des Windes der betreffenden Geschwindigkeitsstufe an.

In den genannten Abbildungen wurden die Häufigkeitswerte für die Stufen 1, 2, 3, 4 und 5 km Höhe gezeichnet und zwar für die vier Jahreszeiten des Polarjahres (Herbst = September bis November, Winter = Dezember bis Februar, Frühling = März bis Mai und Sommer = Juni bis August). Außerdem sind die entsprechenden Windrosen für das ganze Polarjahr angegeben (1.September 1932 bis 31. August 1933). Die Darstellung, auf deren Einzelheiten ich hier nicht eingehen will, zeigt manche Übereinstimmungen sehr hübsch, wie z.B. das Vorherrschen der Süd- und Westwinde im Herbst an beiden Orten. Daneben kommen auch gewisse Unterschiede sehr klar heraus, wie die größere Häufigkeit der Nordwinde im Frühling in Königsberg.

Die Zahlenwerte, die den Abbildungen zu Grunde liegen, sind in der Tabelle auf der folgenden Seite angegeben.

Königsberg
und Hamburg.

Königsberg

	1000 m				2000 m					3000 m				
	0-1	2-7	8-14	15-21	>21	0-1	2-7	8-14	15-21	>21	0-1	2-7	8-14	15-21	>21
C	1					1					-				
N	-	10	9	1	0	0	7	13	2	-	-	10	10	5	1
E	1	11	10	1	0	1	12	8	1	0	-	10	8	4	-
S	1	8	10	3	-	1	7	10	2	-	-	6	4	3	1
W	-	10	19	6	0	0	8	21	6	1	-	8	23	9	1

	4000 m				5000 m									
C	1													
N	-	10	15	4	6									
E	1	9	8	3	2									
S	1	5	2	3	-									
W	-	5	16	7	2									

Herbst

	1000 m				2000 m					3000 m				
	0-1	2-7	8-14	15-21	<21	0-1	2-7	8-14	15-21	<21	0-1	2-7	8-14	15-21	<21
C	-					-					-				
N	-	3	2	1	-	-	1	5	2	-	-	2	1	2	2
E	0	1	3	1	-	-	2	-	2	-	-	5	4	2	-
S	0	8	16	4	1	-	10	16	3	1	-	-	9	5	3
W	-	18	29	12	0	-	8	35	15	1	-	2	40	19	3

	4000 m				5000 m									
C	-													
N	-	-	8	3	11									
E	0	6	-	-	-									
S	0	6	6	8	-									
W	-	-	21	24	6									

Königsberg

Winter

	1000 m				2000 m					3000 m				
	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21
C	-					-					-				
N	-	14	10	2	-	-	10	9	1	-	-	13	2	6	-
E	1	16	19	1	-	4	24	13	-	-	-	20	6	4	-
S	1	6	10	3	-	-	3	8	3	-	-	8	-	5	-
W	-	3	11	2	-	-	5	19	4	-	-	12	19	7	-

	4000 m				5000 m
C	-				
N	-	16	17	-	8
E	1	16	16	-	-
S	1	4	-	-	-
W	-	12	8	-	-

Frühling

	1000 m				2000 m					3000 m				
C	2				1					-				
N	-	18	11	-	-	0	18	21	1	-	-	19	24	3	-
E	1	15	5	-	-	1	11	4	-	-	-	9	5	3	-
S	1	8	8	4	-	1	7	10	1	-	-	6	3	3	-
W	-	10	10	5	1	1	10	10	2	1	-	9	16	4	-

	4000 m				5000 m
C	2			-	
N	-	18	24	7	-	-	5	34	7	4
E	1	7	7	3	6	-	8	1	2	4
S	1	1	-	3	-	-	3	-	4	-
W	-	4	17	3	-	-	3	16	9	-

Königsberg — Sommer

	1000 m				2000 m					3000 m				
	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21
C	2					1					-				
N	-	7	12	2	1	-	5	17	5	-	-	5	13	10	2
E	-	11	11	2	0	-	10	14	3	1	-	8	18	5	-
S	0	9	6	0	-	1	8	4	1	-	-	10	2	1	-
W	-	7	26	4	0	-	7	19	5	-	-	8	16	5	-

	4000 m					5000 m				
	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21
C	2					-				
N	-	6	10	6	7	-	6	11	1	-
E	-	8	10	10	2	-	6	12	10	-
S	0	10	4	-	-	-	13	10	-	-
W	-	5	17	5	-	-	11	15	3	3

Hamburg

Jahr

1000 m					2000 m					3000 m				
0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21
C 1					1					-				
N -	10	6	4	1	0	7	8	4	-	-	6	9	4	2
E 1	11	6	1	-	1	8	9	1	-	1	9	6	1	1
S 0	6	14	2	1	-	11	11	2	1	-	7	12	2	-
W 1	8	17	8	3	-	10	17	10	2	-	11	14	8	4
4000 m					5000 m									
-					1									
1	10	8	4	2	-	7	14	3	3					
1	6	7	6	1	1	3	13	4	1					
1	12	10	2	2	0	7	8	5	2					
-	8	13	6	3	1	6	12	8	4					

Herbst

1000 m					2000 m					3000 m				
0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21
C -					-					-				
N -	4	3	1	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-
E -	2	4	-	-	-	7	-	-	-	-	2	-	-	-
S 1	4	22	3	-	-	8	21	-	-	-	9	24	-	-
W 1	10	28	16	-	-	15	31	16	2	-	16	27	16	4
4000 m					5000 m									
-					-									
-	4	-	-	2	-	2	2	-	-					
-	-	-	-	-	-	5	-	-	-					
5	16	12	2	2	-	18	17	1	4					
-	9	27	15	4	-	6	20	16	8					

Hamburg

Winter

	1000 m				2000 m					3000 m				
	0-1	2-7	8-14	15-21	<21	0-1	2-7	8-14	15-21	21	0-1	2-7	8-14	15-21	<21
C	-					-					-				
N	-	9	9	4	2	-	2	14	11	-	-	-	16	8	8
E	-	17	6	3	-	-	2	18	2	-	-	2	11	2	2
S	-	1	11	4	2	-	7	10	4	2	-	4	9	6	-
W	-	3	13	4	11	-	4	6	18	2	-	12	4	5	9
				4000 m						5000 m					
	-					-									
	-	-	-	9	3	-	-	3	3	9					
	-	3	11	15	3	-	-	26	3	3					
	-	9	16	3	6	-	6	3	16	-					
	-	6	9	3	6	-	12	9	3	6					

Frühling

	1000 m				2000 m					3000 m				
C	2				1					-				
N	-	17	6	1	-	-	12	11	2	-	-	12	11	5	-
E	-	14	9	-	-	4	11	10	1	-	3	24	6	2	-
S	-	10	10	-	-	-	17	6	1	-	-	10	6	2	-
W	1	10	16	6	-	-	11	10	3	1	-	10	9	1	-
				4000 m						5000 m					
	-					-									
	-	31	11	2	2	-	17	27	3	2					
	2	13	6	7	-	2	1	12	8	-					
	-	7	2	3	-	1	1	3	2	-					
	-	11	4	1	-	4	4	9	4	-					

Hamburg

Sommer

	1000 m					2000 m					3000 m			
0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21
C 2					1					-				
N -	9	8	-	-	1	13	6	4	-	-	22	8	1	-
E 3	11	4	-	-	-	10	9	1	-	-	8	9	1	-
S -	10	12	-	-	-	12	8	1	-	-	6	9	-	-
W -	11	25	5	-	-	9	20	5	1	-	5	18	9	1

	4000 m					5000 m			
0-1	2-7	8-14	15-21	≤21	0-1	2-7	8-14	15-21	≤21
-					-				
-	31	11	2	2	-	17	27	3	2
2	13	6	7	-	2	1	12	8	-
-	7	2	3	-	1	1	3	2	-
-	11	4	1	-	4	4	9	4	-

Nr.10: Dr. K. K e i l

Wetterflugstellen in den Vereinigten Staaten von Nordamerika. Mit Abb. 318.

Vor kurzem ist eine Liste der in den Vereinigten Staaten von Nordamerika tätigen Wetterflugstellen erschienen, *) die für uns zum Vergleich mit den deutschen Verhältnissen ein gewisses Interesse verdient. Ich habe die Stationen in einer Kartenskizze (Abbildung 318) eingetragen und möchte diese Übersicht einem größeren Kreise zur Kenntnis bringen.

Nach der Zusammenstellung sind in den Vereinigten Staten 21 Wetterflugstellen tätig, die zu einem Teil unmittelbar unter dem Wetter-Bureau arbeiten, zu einem weiteren Teil dem Verbande des Kriegsministeriums und zu einem dritten Teil dem Verbande des Marineministeriums angehören. Die Wetterflugstelle Spokane endlich wird von der Nationalgarde betreut.

Die einzelnen Flugstellen sind folgende:

I). Bedient von Zivilfliegern mit Vertrag mit dem Wetter-Bureau.

Billings (Montana)
Cheyenne (Wyoming)
Fargo (Nord Dakota)
Nashville (tennessee)
Oklahoma (Oklahoma)
Omaha (Nebraska)

II). Bedient von Fliegern des Kriegsministeriums.

Galveston (Texas)
San Antonio (Texas)
Montgomery (Alabama)
Hemstead (Neu York)
Belleville (Illinois)
Detroit (Michigan)
Dayton (Ohio)

*) F.S.D.Daily airplane weather observations.Bulletin of the American Meteorological Society Vol.15/1934, 132

III.) Bedient von Fliegern der Nationalgarde.

Spokane (Washington)

IV.) Bedient von Fliegern des Marineministeriums.

Norfolk (Virginia)
Pensacola (Florida)
San Diego (Californien)
Sunnyvale (Californien)
Seattle (Washington)
Washington (Distr. of Columbia)
Lakehurst (Neu Jersey)
Philadelphia (Pennsylvanien)
Pearl Harbour (Honolulu)

Zu dieser Liste ist zu bemerken, daß die Aufstiege in Lakehurst und Philadelphia immer abwechselnd gemacht werden, so daß diese beiden Orte als eine Wetterflugstelle angesehen werden können.

Neben den vorgenannten Stellen haben in den letzten Monaten noch die 4 Stationen: Pembina, Dallas, Cleveland und Boston regelmäßig Temperatur- und Feuchtemessungen gemacht. Von diesen Stationen wird Boston von dem Massachusetts Institut of Technology unterhalten. Ich habe die Lage auch dieser Orte in die Abbildung 318 zur Übersicht mit eingetragen.

Aus der Abbildung geht hervor, daß die Verteilung der Beobachtungsstellen über das ganze Land eine recht gleichmäßige ist. Nur das Gebirgsland im Westen der Vereinigten Staaten zeigt vorläufig noch eine Lücke in dem Beobachtungsnetz.

Wenn man allerdings einen Vergleich mit Deutschland ziehen will in der Art, daß man die Größe des Landes und die Zahl der Stationen miteinander in Verbindung setzt, so ergibt sich, daß das Beobachtungsnetz der Vereinigten Staaten noch sehr viel dichter werden muß, wenn auch nur einigermaßen vergleichbare Stationsdichten erreicht werden sollen; auf 475 000 Quadratkilometer kom-

men in Deutschland 7 aerologische Stationen mit regelmäßig täglichem Aufstiegsdienst, also je eine Station auf 68 000 qkm, in Nordamerika kommen auf 9370000 qkm 21 Stationen - die Station in Pearl Harbour kann ja für das Festland nicht mitgerechnet werden - also eine Station auf je 446 000 qkm.

Nr.11: F. H ä n s c h
Synoptisch-Aerologische Studien der Flugwetterwarte Hannover Nr. 6. Der Temperaturgradient. Mit Abb. 319 und 320.

Bei der Bearbeitung des aerologischen Materials erscheint es im Interesse einer möglichst ins einzelne gehenden Diagnose vorteilhaft, neben den bisher schon in früheren Erfahrungsberichten behandelten Darstellungen auch eine solche des Temperaturgradienten einzuführen. Denn nur so ist es möglich, einen raschen Überblick über die Verteilung des Gradienten zu bekommen, der sonst mühsam aus den einzelnen Aufstiegen im Adiabatenblatt abgelesen werden muß.

In einem entsprechenden Rechenformular wird der geometrische Temperaturgradient bestimmt. In die Vertikalschnitte werden dann die Gradienten eingetragen, und zwar derart, daß die Größe des Gradienten an den mittleren Punkt der Schicht geschrieben wird, für die er gilt. Wenn beispielsweise für die Schicht von 800-1200 m Höhe ein Gradient von 0.63 gilt, dann würde bei 800 m und 1200 m ein Strich gemacht und bei 1000 m als der mittleren Höhe der Schicht der Wert 0.63 hingeschrieben.

Um eine Grundlage zum Ausziehen der so gewonnenen Schnitte zu gewinnen, müssen wir zunächst überlegen, daß kein stetiger Übergang von der durch einen bestimmten Gradienten charakterisierten Schicht zu der darüberliegenden Schicht von einem anderen Gradienten stattfindet. Es treten vielmehr quantenhafte Sprünge auf. Unter diesem Gesichtspunkt fassen wir alle Gebiete von annähernd gleichem Gradienten gewissermaßen schachtelartig zusam -

men. Dabei wird folgendermassen eingeteilt: ≦ 0; 0.00 bis 0.20; 0.20 bis 0.40; 0.40 bis 0.60; 0.60 bis 0.80; 0.80 bis 1.00; ≧ 1.00. Wir erhalten so ein mosaikartiges Bild. Die Gebiete werden nun noch farbig angelegt. Dort, wo der Gradient ≦0 ist, ist eine Inversion oder wenigstens Isothermie. Sie wird entsprechend früheren Farbgebungen gelb angelegt. Da ein Gradient von 0.00 bis 0.60 Stabilität ausdrückt und dieser vorwiegend der Warmluftmasse zukommt, werden diese Gebiete rot angelegt, wobei die drei oben angegebenen Schichten unterschieden werden. 0.00 bis 0.20 kräftig rot; 0.20 bis 0.40 schwach rot; 0.40 bis 0.60 gestrichelt rot; Gebiete mit einem Gradienten von 0.60 an drücken zunehmende Instabilität bzw. Labilität aus, charakteristisch vor allem für Kaltluft. Wir legen sie blau an: 0.60 bis 0.80 gestrichtelt blau; 0.80 bis 1.00 schwach blau; ≧ 1.00 kräftig blau. Dabei ist also ohne weiteres denkbar, dass ein Gebiet vom Gradienten 0.20 an ein solches von 0.90 stösst.

Liegen nun die fertig ausgezeichneten Schnitte vor, so bieten sie zunächst einmal farbmässig einen Gesamteindruck. Sie zeigen verschiedentlich ein Vorherrschen der roten oder der blauen Farbe, d.h. es herrscht vorwiegend ein stabiler oder labiler Zustand in der Atmosphäre. Vor allem treten auch sehr markant die Inversionen hervor. Besonders schön zeigt sich vielfach entsprechend der Wetterlage die durchgehende Bodeninversion. Aber auch Aufgleitvorgänge sind allein schon in der Gradientstellung auszumachen, unterhalb einer Inversion Labilität, oberhalb Stabilität, d.h. einmal ein grosser, das andere Mal ein kleiner Gradient. Ferner sind Absinkvorgänge deutlich an mehreren übereinanderliegenden Inversionen erkennbar. Weiterhin gehen Inversionsschichten in Gebiete von geringen Gradienten über, so dass sich so grössere Flächen von einheitlichem Gradienten leicht abgrenzen lassen. Überhaupt bringen die Gradientdarstellungen Inversionen viel klarer zum Ausdruck als die Tem-

peraturschnitte.

Immer wieder fällt bei allen Gradientschnitten die blättrige Struktur der Atmosphäre und die gegenseitige Verzahnung der einzelnen Luftmassen auf, die auf eine stärkere Schichtung der Atmosphäre hinweist, als man sonst anzunehmen geneigt ist. Im Gegensatz zu früheren Anschauungen scheint der Gradient bei weitem nicht die konservative Eigenschaft aufzuweisen, die man bisher vermutete. Es ergibt sich trotz gleicher Luftmasse einmal eine Änderung des Gradienten von Tag zu Tag und auch innerhalb dieser eine stärkere Schichtung. Die Gradient - darstellung gestattet so durch ihre synoptische Veran - schaulichung einen raschen Überblick über den Aufbau der Atmosphäre und läßt weitere Feinheiten erkennen.

Nr.12: A. M e y

Die Sichtverhältnisse des Flugplatzes von Bremerhaven. Mit Abb. 321 und 322.

Einleitung.

Seit dem Juni 1929 werden von der Polizeiflugwa - che auf dem Flugplatze Bremerhaven stündliche Sicht - schätzungen während der Tagesstunden, d.h. vom morgendlichen Dienstbeginn bezw. Hellwerden bis zum Dunkelwerden bezw. Dienstschluß, ausgeführt; gleichzeitig werden auch Windrichtung und -stärke, sowie die Bewölkung aufgezeichnet. Nachdem nunmehr eine fünfjährige Beobach - tungszeit (Juli 1929 - Juni 1934) abgelaufen ist, sollen deren Ergebnisse zusammengefaßt und bekanntgegeben werden.

Der Flugplatz Bremerhaven schließt sich nördlich an die neusten Hafenanlagen (Nordschleuse) an; mit seiner Südwestecke stößt er an den Weserdeich. Die Weser öffnet hier schon ihren weiten Mündungstrichter,so daß in den Richtungen zwischen Nord und West ausgedehnte Wasserflächen liegen und die Verbindung mit der Nordsee herstellen. In südsüdöstlicher Richtung befinden sich die Hafenanlagen und das Stadtgebiet von Bremerhaven und

Wesermünde. Der Flugplatz liegt 3.20 m über Mittelhochwasser, die Bodenverhältnisse in der Nachbarschaft des Flugplatzes sind feucht. Die Beobachtungsstelle ist auf der Deichkrone, so daß die Augenhöhe des Beobachters rd. sechs Meter über dem Flugplatze liegt. Nebel, der unter dieser Höhe blieb, wurde als Bodennebel bezeichnet. Die Sichtschätzung geschieht nach einer Anzahl in ihrer Entfernung festgelegter Sichtmarken. Es wurden rund 18900 Sichtschätzungen verarbeitet.

I. Die mittleren Sichtweiten.

1) Täglicher und jährlicher Gang.

Dieser läßt sich aus den in der Tabelle I zusammengestellten Mittelwerten für die einzelnen Tagesstunden entnehmen, der erstere natürlich nur für die Zeit der Tageshelligkeit. In den Morgenstunden sind die Sichtverhältnisse am schlechtesten, sie bessern sich in allen Monaten mit der fortschreitenden Tageszeit bis zu einem Optimum, das um 15 Uhr herum liegt, und nehmen dann bis zum Abend nur langsam ab. Stärker ausgeprägt ist der jährliche Gang der Sichtigkeit, die zu allen Tageszeiten im Januar am geringsten, im Juni am besten ist. Die Monate November, Dezember und Januar fallen durch besonders niedrige Werte der mittleren Sichtweiten auf, April bis September sind die Monate mit hohen Sichtmitteln, die zwischen diesen Gruppen liegenden Monate bringen raschen Anstieg bezw. Abfall der Sichtzahlen. Im Juni herrscht morgens schon die doppelte mittlere Sichtweite als wie im Januar nachmittags.

Es soll zunächst den Faktoren nachgegangen werden, welche diesen periodischen Gang der Sichtverhältnisse verursachen. In zahlreichen früheren Untersuchungen (Literaturangaben siehe bei Hankow: "Sicht, Windrichtung und Windstärke in Nordwest- und Westdeutschland" Erfahrungsberichte des Deutschen Flugwetterdienstes, 7.Folge, Nr.10) über die horizontale Sicht nach den Beobachtungen an verschiedenen Orten sind für die gefundenen Un-

terschiede die Luftströmungen nach Richtung und Stärke, sowie deren Zusammenwirken mit orographischen Bedingungen und mit der Lage zu künstlichen Trübungsherden verantwortlich zu machen; ferner wird dort darauf hingewiesen, daß auch die relative Feuchtigkeit eine bedeutsame Rolle bei der Gestaltung der Sicht spielt. Es ist anzunehmen, daß diese Faktoren auch für die Sichtverhältnisse in Bremerhaven ausschlaggebend sind, doch soll im folgenden gezeigt werden, in welchem Maße sich die einzelnen von ihnen hier auswirken.

a) Die Beziehung zum Wind.

K. Keil hat festgestellt, daß"die Sichtverhältnisse im freien Küstengebiet einfache Zusammenhänge mit dem Luftkörpercharakter zeigen", daß also bei Winden nördlicher Richtungen, die hauptsächlich Luftmassen polaren Ursprungs verfrachten, die Sichtverhältnisse besser sein müssen als bei Winden aus südlichen Richtungen mit Luftmassen subtropischer Herkunft. In der Tabelle II sind unter Verwendung aller Beobachtungen die mittleren Sichtweiten für die 8 Hauptwindströmungen, getrennt nach den 4 Jahreszeiten und im Jahresmittel, dargestellt. In allen fünf Zeilen der Tabelle wird die im Mittel bessere Sicht bei Winden aus nördlichen, gegenüber denen aus südlichen Richtungen bestätigt. Es zeigt sich jedoch, daß die jahreszeitliche Schwankung der Sichtweite, die wir schon aus Tabelle I feststellten, und die auch bei den Sichtzahlen für die einzelnen Winde wieder erscheint, in ihrer Jahresamplitude recht abhängig von der Windrichtung ist, indem die bei Winden nördlicher Richtung durchweg hohe mittlere Sicht zwischen Sommer und Winter wesentlich weniger schwankt als sie es bei Winden südlicher Richtungen tut, bei denen im Sommer ebenfalls recht hohe, dagegen im Winter eine auf die Hälfte bis fast nur ein Drittel herabgesetzte Sicht herrscht. Demnach sind die Unterschiede der Sichtweiten im Sommer bei entgegengesetzten Windströmungen viel geringer als im Winter und

die Hauptveränderlichkeit im Jahre kommt der Sicht bei aus südlichen Richtungen wehenden Winden zu. Die Verhältnisse im Frühling gleichen mehr denen des Sommers, die im Herbst denen des Winters.

Zur weiteren Klärung dieser Erscheinung muß festgestellt werden, inwiefern benachbarte Trübungsherde auf die Sichtigkeit am Flugplatze einzuwirken vermögen. In der Tat liegt die einzige Quelle für mechanische Luft - trübungen südsüdöstlich und südöstlich vom Flugplatze,es sind die Hafenbecken mit den Schiffs- und Industrie - schornsteinen, sowie das Wohngebiet der Städte Bremerhaven und Wesermünde mit rund 102 Tausend Einwohnern.Wenn man auch annehmen muß, daß im Wohngebiete zur Winters - zeit wesentlich mehr Rauchquellen in Betrieb sind als im Sommer, so ist es doch kaum möglich, daß diese imstande sind, einen so viel dichteren Dunstschleier über den Flugplatz zu legen, um damit die jahreszeitliche Sichtverschlechterung zu erklären. Im Sommer kann man der Rauchtrübung keinen bedeutenden Einfluß auf die Sicht zuschreiben, wenn man auch noch die dem Luftkörper eigene Trübung in Rechnung stellen will. Die von der See her wehenden Winde sind natürlich von Rauchtrübungen frei, indessen werden sie in beachtenswerter Zahl hy - groskopische Salzpartikelchen mit sich führen, die zusammen mit dem später noch zu besprechenden Faktor Luftfeuchtigkeit wohl imstande sind, die Jahresschwankung der Sicht bei diesen Winden herbeizuführen. Ohne Mit - wirkung der Feuchtigkeit ist offenbar der Einfluß der Aerosole auf die Sichtverhältnisse in Bremerhaven nur verhältnismäßig gering. Nur bei geringer Windstärke ist er größer, wie die Tabelle III zeigt, welche für Winter und Sommer und für die hinsichtlich der mechanischen Trübungsmöglichkeit gegensätzlichen Quadranten der Windrichtung die Beziehung zwischen Sichtweite und Windstärke ausweist. Es scheint, daß für diese Darstellung das Beobachtungsmaterial, besonders für die großen Windstär-

ken noch nicht ausreichend ist, um ganz eindeutige Ergebnisse zu liefern, jedoch läßt sich erkennen, daß die Windstärke bei den Winden von See her im Sommer wie im Winter nur geringen Einfluß auf die Sicht hat und daß bei Winden aus dem SE-Quadranten dies im Sommer in wesentlich geringerem Maße der Fall ist als im Winter. Die schwachen Winde aus südlichen Richtungen bringen Verdichtung des Dunstschleiers über dem Flugplatze zustande, während von Windstärke 4-5 ab (wie auch für andere Orte gefunden) dessen Bildung durch die Turbulenz verhindert wird. Bei den schwächsten Winden aller Richtungen und besonders bei Windstille wird vor allen Dingen die Ausstrahlung, im Sommer wie im Winter, als sichtverschlechternder Faktor hinzukommen.

Um noch zu zeigen, wie sehr der mittlere jährliche Gang der Sichtweite in Bremerhaven beeinflußt wird vom Gang der Häufigkeit der Winde zwischen Nord und West, ist deren mittlere Anzahl (Stundenzahl) nachstehend aufgeführt.

I	57.4	V	188.0	IX	144.6
II	95.2	VI	221.2	X	114.4
III	118.0	VII	223.4	XI	64.6
IV	139.4	VIII	197.6	XII	62.8

und in Abbildung 322 graphisch mit dem jährlichen Gang der Sichtweite zusammengestellt.

Ebenso wird auch im täglichen Gange der Sichtweite die periodische Änderung der Windrichtung zur Auswirkung kommen, die mit der See- und Landwinderscheinung eines Küstengebietes verbunden ist. Frühere Untersuchungen*) der Windverhältnisse bei den rund 15 km norwestlich des Flughafens in der Weser gelegenen Leuchtturm Robbenplate ergaben, daß dort eine tägliche Periode der Windrichtung vorhanden ist, indem vom Frühjahre bis zum Herbst die

---

*) A Mey. Die Windverhältnisse über der Außenweser, Ann. d. Hydr. u. maritim. Meteorologie 1930, S. 337 ff.

West- bis Nordostwinde ihr Häufigkeitsmaximum in den späteren Nachmittagsstunden zeigen, während im Winter alle Windrichtungen kaum eine tägliche Periode ihres Auftretens aufzuweisen haben. Dieses Ergebnis wird auch,in etwas abgeschwächter Form, für den Flugplatz Bremerhaven Geltung haben, so daß die guten Sichtverhältnisse am Nachmittage in der warmen Jahreszeit auch der größeren Häufigkeit der aus dem Seegebiet wehenden Winde zuzuschreiben sind.

b) Die Beziehung zur Luftfeuchtigkeit.

Der Umstand, daß bei allen Windrichtungen eine jahreszeitliche Schwankung der Sichtweite besteht,die aber bei Winden nördlicher Richtungen wesentlich geringer ist als bei Winden aus nördlichen Gegenden, weist auf den Einfluß eines weiteren Faktors für die Sichtverhältnisse hin, den wir in der relativen Feuchtigkeit zu suchen haben. In der Abbildung 321 ist, da von Bremerhaven derartige Angaben nicht vorhanden sind, der langjährige mittlere Gang der relativen Feuchtigkeit in Bremen für die in Frage kommenden Tagesabschnitte mit umgekehrter Ordinate für Januar und Juni eingetragen und in Abbildung 322 finden wir, nach den Messungen der meteorologischen Beobachtungsstation Bremerhaven, für 7 Uhr und 14 Uhr aus dem gleichen Zeitraume, in dem die Sichtschätzungen gemacht wurden, den mittleren Jahresgang der relativen Luftfeuchtigkeit in gleicher Weise dargestellt. Es ergibt sich eine weitgehende Parallelität der Feuchtigkeitskurven mit den Sichtkurven. Der starken Feuchtigkeitsabnahme vom Morgen zum Mittage entspricht die rasche Sichtzunahme. Wenn im Juni die Sicht dann weniger rasch wieder fällt als wie die Feuchte zunimmt, so liegt darin wohl der eben besprochene sichtfördernde Einfluß des nachmittäglichen Häufigkeitsmaximums der von See wehenden Winde. Beim Jahresgange sehen wir in der Lage der Spitzenwerte (Juni) und auch in manchen Einzelheiten eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den zu verglei-

chenden Kurven. Nur über die Wintermonate ist eine wesentliche Unstimmigkeit zwischen dem Gang der Sicht um 8 Uhr und dem der relativen Feuchtigkeit um 7 Uhr vorhanden, indem erstere bis zum Jahresende hin stetig ab- und dann wieder zunimmt, während die relative Feuchtigkeit von Oktober bis Februar annähernd gleiche Mittelwerte aufweist. Es ist aber sehr fraglich, ob man in dieser Jahreszeit, wo die Sichtbeobachtungen morgens nahe dem Übergang von der Nacht zum Tage liegen, die um eine Stunde auseinanderliegenden Messungen von Sicht und Feuchte überhaupt noch aufeinander beziehen darf.

Der Einfluß der Luftfeuchtigkeit auf die Sicht beruht darauf, daß mit zunehmender relativer Feuchtigkeit die Kondensationsmöglichkeit, also die Neigung zu Dunst- und Nebelbildung, wächst. Denn, ist die relative Feuchtigkeit groß, so werden Abkühlungsvorgänge, in erster Linie die nächtliche Ausstrahlung, eine Übersättigung der Luft an Wasserdampf am ehesten herbeiführen können; die Bedingungen hierzu sind früh und in der kalten Jahreszeit am günstigsten. Sehr förderlich ist die Anwesenheit von Kondensationskernen. Deren Zahl ist bei Winden nördlicher Richtungen, wo in der Hauptsache nur Salzpartikelchen in betracht kommen, durchschnittlich so gering, daß starke Sichtherabsetzungen auch im Winter verhältnismäßig selten vorkommen (siehe auch Tabelle VIII), und somit der Jahresgang der Sichtweite für diese Windströmungen nur eine geringe Amplitude aufweist. Bei Winden, die vom Lande her wehen, ist im Sommer die Sichtweite nicht erheblich unter der für Seewinde gelegen, die mechanischen Trübungen genügen in den meisten Fällen für sich allein nicht, um eine empfindliche Sichtherabsetzung zu bewirken und die hohen Luftfeuchtigkeiten sind seltener; erst im Winter, wo noch dazu die benachbarte Trübungsquelle ergiebiger ist, bilden die Kondensationskerne gemeinsam mit der dann durch den ganzen Tag (im Mittel) hohen und durch die Nachbarschaft feuch-

ten Geländes wie auch der Weser noch geförderte Feuchtigkeitsgehalt der Luft die Ursache für starke Sichtherab - setzungen, so daß die Jahresschwankung der mittleren Sicht bei ablandigen Luftströmungen sehr groß wird.Hohe Luftfeuchtigkeit ist demnach der ausschlaggebende Faktor für die Sichtverschlechterung in Bremerhaven.

II. Die Häufigkeit der verschiedenen Sichtstufen.

Für die fliegerische Praxis haben Monatsmittel der Sichtweite keinen Wert, ihr ist es viel wichtiger zu erfahren, in welchem Verhältnis bestimmte Sichtwerte an der Entstehung der Mittelwerte beteiligt sind. Es wurden deshalb die gesamten Beobachtungen nach Sichtstufen zusammengefaßt und die Tabelle IV zeigt in der ersten Gruppe wie häufig, unter Zugrundelegung aller Beobachtungen, diese Stufenwerte in den verschiedenen Monaten vorkommen. In allen Monaten finden wir die Stufe 10.1 - 20 km am stärksten vertreten, allerdings im Winter nur mit ungefähr dem halb so großen prozentischen Anteil an der Gesamtzahl der Beobachtungsstunden als wie im Sommer.Die Sichtstufe >20 km kommt in der kalten Jahreszeit nur in geringer Zahl vor, während ihr Anteil in der warmen Jahreshälfte recht erheblich wird, so daß im Sommer 75 bis 80 % aller Tagesstunden eine Sichtweite von mehr als 10 km aufzuweisen haben und Stunden mit schlechter Sicht ganz selten sind. Im Winter dagegen fallen 60-65 % der beobachteten Sichtwerte in die unteren Stufen bis zu 10 km, wobei die Stufe 6.1 - 10 einen größeren Anteil hat als die anderen. Die beiden untersten Stufen zusammen, also Sichtweiten bis 2 km, herrschen im Winter in über 20 % aller Beobachtungsstunden vor. Die Frühjahrsmonate nähern sich mehr den sommerlichen, die Herbstmonate den winterlichen Verhältnissen.

Die frühere Feststellung über den täglichen Gang der mittleren Sichtweite weist darauf hin, daß die eben besprochene prozentische Verteilung der Sichtstufen nicht gleichmäßig für jede Tageszeit gelten kann.Deshalb

wird in den beiden weiteren Zahlengruppen der Tabelle IV die prozentische Verteilung der Sichtstufen für die Stunden mit extremen Mittelwerten der Sicht, d.h.für die früheste Morgenstunde, aus der vollständige Beobachtungsreihen vorliegen (7 Uhr bezw 8 Uhr) und für die Stunde mit im Mittel besten Sichtverhältnissen (15 Uhr)vorgeführt. Hieraus sehen wir, wie des morgens im Dezember und Januar die drei untersten Sichtstufen zusammen den Hauptanteil an den Sichtzahlen haben, während in den beiden Nachbarmonaten die Verhältnisse sich schon merklich günstiger gestalten und nach der Jahresmitte hin sich immer mehr zugunsten der höheren Stufen verschieben. Am Nachmittage bilden die unteren drei Sichtstufen nur von No - vember bis Februar einen beachtenswerten Prozentsatz,hier überwiegen zu allen Jahreszeiten die hohen Sichtzahlen, sie werden im Sommer fast alleinherrschend. Der Umstand, daß die aus allen Beobachtungsstunden gewonnenen Prozentzahlenreihen sich viel mehr den für 15 Uhr als den für den Morgen gefundenen nähern, besagt, daß die schlechten Sichtverhältnisse hauptsächlich auf die Morgenstunden beschränkt sind.

Um auch hier die Verbundenheit mit der Windrich - tung aufzuweisen, sind in Abbildung 321 die Darstellun - gen der Beziehung Sicht-Wind-Monat gegeben, wobei aus Raumgründen die Sichtstufen zu vier breiteren Stufen zusammengefaßt sind. Es wird dargestellt der mittlere prozentische Anteil, den jede dieser Sichtstufen an den Sichtschätzungen in einem Monat bei der bestimmten Windrichtung hat. So beträgt z.B. im März bei Südwind der Anteil der Sichtstufe 0-1 km: 7.2%, der Anteil der Sichtstufe 1.1 - 4 km: 16.7%, derjenige der nächsten Stufe 28.7% und der Anteil der höchsten Stufe 47.3%. Die Abbildung führt vor Augen, zu welcher Jahreszeit und bei welchen Luftströmungen die einzelnen Sichtwerte vorwiegend zu erwarten sind und in welchem Prozentsatze sie im Mittel auftreten.

Auch die nachstehende Aufstellung gibt einen guten Einblick in die Verschiebung der Häufigkeiten der verschiedenen Sichtstufen zwischen den extremen Monaten bei den schon früher als gegensätzlich wirkend erkannten Luftströmungen aus SE bezw. NW. Wir sehen, wie in der Südostströmung

Prozentische Häufigkeit der einzelnen Sichtstufen bei SE- bezw. NW-Wind im Juni und Dezember

		0 - 1	1.1-2	2.1-4	4.1-6	6.1-10	10.1-20	>20 km
SE	VI	-	-	4.5	0.9	12.5	42.0	40.2
	XII	11.9	9.3	29.7	17.0	27.1	4.2	0.8
NW	VI	-	0.2	0.6	0.8	8.4	67.3	22.8
	XII	2-4	2-4	-	-	12.2	83.0	-

der Hauptanteil sich vom Juni zum Dezember von den hohen nach den mittleren und niedrigen Sichtstufen verlagert, während bei Nordwestwinden diese Verschiebung nur gering ist und die vorherrschende Häufigkeit bei der guten Sicht bleibt.

III. Die Sichtweiten unter 1 km und Bodennebel.

Diese sind für den Flieger besonders bedeutungsvoll und sollen deshalb noch gesondert behandelt werden. Die Tabelle V zählt auf, wie oft in dem fünfjährigen Zeitraume zu den einzelnen Tagesstunden die Sicht unter 1 km Nebel sank und dazu, in Klammern, die Zahl der Fälle, in denen zwar vom Standpunkte des Beobachters auf der Deichkrone aus die Sichtweite größer (mindestens 1 km) war, jedoch über dem Flugfelde noch Bodennebel lag. Im Sommer trat Nebel nur während der Frühstunden auf und fehlte nach 8 Uhr ganz, der Juni brachte gelegentlich spät abends Bodennebel. Die Herbstmonate zeigen eine zunehmende Zahl von Nebelstunden und deren immer weitere Ausdehnung in den Tag hinein, wobei bis einschließlich Oktober (dieser mit Ausnahme eines Falles) die Nachmittage noch nebelfrei blieben. Der November zeigt die Nebelstunden schon über den ganzen Tag verteilt und leitet damit zu den Wintermonaten über, in denen der Dezember

und Januar die nebelreichsten des ganzen Jahres sind, während der Februar schon wieder eine wesentliche Abnahme zeigt. Der erste Frühlingsmonat bringt, ebenfalls noch über den ganzen Tag verteilt, etwa die gleiche Zahl von Nebelstunden wie der Februar, dann verringert diese sich mit fortschreitendem Frühjahre sehr rasch im Übergang zu sommerlichen Verhältnissen. Der Bodennebel zeigt sich am häufigsten in den Herbstmonaten, in denen die Sättigung der Luft an Feuchtigkeit bei Ausstrahlung am leichtesten erreicht und durch die Bodenverhältnisse der Umgebung noch gefördert wird.

Wesentlich ist, wie lange an den einzelnen Tagen mit Nebel dieser gedauert hat. Deshalb wird in Tabelle VI dargestellt, wie häufig eine Nebelerscheinung, die morgens spätestens um 9 Uhr auftrat, bis zu den verschiedenen Tagesstunden anhielt, während die Tabelle VII diejenigen Nebel umfaßt, die erst später frühestens um 10 Uhr entstanden, dann aber bis zum Abend anhielten. Damit sind, bis auf einige wenige tagsüber auftretende nur kurzwährende Fälle ungenügender Sicht, alle Nebelerscheinungen in ihrer Ausdehnung über den Tag erfaßt. Daß Morgennebel bis über die Mittagsstunde hinaus dauerte, kam während der Monate April bis Oktober in den betrachteten 5 Jahren nicht vor und in den Sommermonaten im besonderen wurde der 8 Uhr-Termin nicht überschritten. Von November bis März dagegen finden sich die Tage, an denen der Nebel bis in die Mittagsstunden oder bis zum Abend währte; sie sind am häufigsten im Dezember, etwas weniger häufig im Januar, welch beide Monate nach Tabelle VII auch noch mehrere Fälle aufweisen, in denen Nebel, der bis zum Abend dauerte, schon in den späteren Vormittagsstunden einsetzte. Tage, an denen der Morgennebel bis über die Mittagszeit hinaus anhält und solche, an denen er vormittags um 10 Uhr oder später beginnt und bis abends dauert, gibt es zusammen im Fünfjahresdurchschnitt für den Dezember 4, den Januar 3 und für die

anderen hierfür in betracht kommenden Monate 1-2. Die Höchstzahl derartiger Tage betrug im November 2 (1931), im Dezember 8 (1930), im Januar 6 (1932). Das erste Vierteljahr hebt sich gegen die anderen durch Nachmittagsnebel heraus.

Die Frage, welche Windrichtungen bei Sichtweiten unter 1 km herrschten, wird durch die Tabelle VIII dahin beantwortet, daß in der warmen Jahreszeit keine Windrichtung bevorzugt wird, in der an sich geringen Gesamtzahl der Fälle von Nebel aber die Windstille fast die Hälfte einnimmt. Auch in der kalten Jahreshälfte steht die Windstille an erster Stelle, im übrigen aber ist ein ganz erheblicher Vorrang der Winde mit südlicher Komponente festzustellen, ganz in Übereinstimmung mit der schon früher bei Betrachtung von Tabelle II behandelten Abhängigkeit der Sichtweite von der Windrichtung. Die Häufigkeit der Windstillen an Tagen mit ungenügender Sicht weist schon darauf hin, daß schlechte Sicht mit Luftruhe oder geringer Windstärke verbunden ist, was auch bereits aus Tabelle III hervorging. Die Feststellung von 207 Tagen in fünf Jahren mit wenigstens zeitweise Sicht unter 1 km ergab für die Zeit des Nebels in 62 Fällen Windstille, in 100 Fällen Stärke 1-2, in 41 Fällen Stärke 3-4 und nur in 4 Fällen Stärke 5 oder mehr.

Tabelle 1

Tabelle 1

Fünfjährige Mittelwerte der Sichtverhältnisse in Bremerhaven (Flugplatz) (nach den stündlichen Sichtschätzungen der Flugwache vom Juli 1929 bis einschließlich Juni 1934)

	7^h	8^h	9^h	10^h	11^h	12^h	13^h	14^h	15^h	16^h	17^h	18^h	19^h
Januar	–	4.2	5.8	6.4	7.0	8.0	8.4	8.5	8.5	8.3	–	–	–
Februar	–	7.1	8.7	9.9	11.0	11.6	11.9	12.2	12.6	12.5	10.9	–	–
März	–	8.1	9.5	11.3	12.6	13.4	14.5	15.0	15.3	15.2	14.9	13.1	–
April	–	12.2	14.4	15.7	16.5	17.1	17.6	18.1	18.3	18.2	17.7	17.0	14.8
Mai	12.0	13.7	15.2	16.4	17.5	17.9	19.2	19.4	19.8	19.5	19.1	18.6	18.0
Juni	15.0	17.1	18.5	19.5	20.2	20.6	21.7	22.0	22.5	22.5	22.3	21.8	21.7
Juli	13.2	15.0	16.5	17.3	18.0	19.2	19.3	20.0	20.0	20.2	19.9	19.7	19.5
August	10.9	12.9	14.7	16.4	17.8	18.7	19.0	19.7	19.8	19.7	19.8	19.4	17.5
September	9.3	11.2	12.9	14.8	16.0	17.1	18.1	18.7	19.1	19.1	18.7	18.3	–
Oktober	6.8	8.6	9.7	10.7	12.2	13.2	14.0	14.6	15.0	14.6	12.2	–	–
November	–	6.0	7.3	8.2	8.9	9.5	9.9	10.0	9.9	8.6	–	–	–
Dezember	–	4.3	6.4	7.6	7.8	8.3	8.9	9.1	9.1	9.1	–	–	–
Jahr	–	10.0	11.6	12.9	13.8	14.6	15.2	15.6	15.8	15.6	–	–	–

Tabelle 2

Abhängigkeit der mittleren Sichtweite von der Luftströmung in den vier Jahreszeiten.

bei Wind aus	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW-
Winter	16.6	13.9	9.6	6.4	5.1	6.8	10.2	15.5
Frühjahr	17.6	17.3	17.7	16.2	13.6	13.2	15.3	18.9
Sommer	21.2	19.4	21.0	19.9	16.2	15.4	17.2	20.6
Herbst	17.0	14.4	11.9	11.2	9.0	10.9	14.0	18.2
Jahr	18.1	16.3	15.1	13.4	11.0	11.6	14.2	18.3

Tabelle 3

Beziehung zwischen Sichtweite und Windstärke

Windstärke	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				1) bei N- bis W- Wind a) im Winter						
Mittlere Sichtweite	12.4	12.2	13.1	14.5	12.9	14.4	14.4	14.3	15.0	15.3
Zahl d.stündl. Beobachtungen	102	138	197	139	120	97	46	27	13	3
				b) im Sommer						
Mittlere Sichtweite	19.5	19.6	20.6	21.4	20.1	18.6	18.1	12.0	15.8	-
Zahl d.stündl. Beobachtungen	301	444	753	640	401	195	51	16	3	-
				2.) bei S- bis E- Wind a) im Winter						
Mittlere Sichtweite	4.9	4.2	5.4	7.4	10.9	11.9	9.3	10.8	-	-
Zahl d.stündl. Beobachtungen	112	244	268	252	143	102	29	9	-	-

Windstärke	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				b) im Sommer						
Mittlere Sichtweite	15.9	19.2	18.8	20.2	23.7	33.4	20.0	-	-	-
Zahl d.stündl. Beobachtungen	149	286	356	261	117	50	3	-	-	-

3) bei Windstille

	a) im Winter	b) im Sommer
Mittlere Sichtweite	4.2	16.8
Zahl d.stündl. Beobachtungen	249	247

Tabelle 4

Prozentische Verteilung der Sichtstufen in den einzelnen Monaten.

über alle Beobachtungsstunden

Sichtstufen km	0 - 1	1.1 -2	2.1 -4	4.1 -6	6.1-10	10.1-20	>20
Januar	13.0	8.4	13.3	11.4	19.2	31.7	3.1
Februar	9.1	9.1	10.6	8.5	21.3	33.5	7.8
März	6.6	3.2	5.6	6.4	17.5	52.8	7.9
April	0.9	1.0	3.0	5.1	17.7	61.5	10.8
Mai	0.2	0.8	1.9	3.9	18.2	59.3	15.9
Juni	0.2	0.6	1.5	2.1	15.0	51.4	29.2
Juli	0.3	0.7	2.8	3.7	13.8	62.3	16.3
August	0.8	0.4	3.4	4.5	16.1	58.3	16.5
September	2.1	2.4	3.9	6.8	20.7	41.6	22.5
Oktober	2.8	3.8	10.4	9.7	24.3	40.2	8.7
November	7.8	7.0	12.7	10.2	27.0	33.0	2.1
Dezember	14.7	9.5	12.9	9.6	18.7	28.4	6.1
			morgens V-X: 7^h; XI-IV: 8^h				
Januar	17.4	26.2	22.8	14.1	13.4	6.0	-
Februar	11.4	17.0	10.6	17.7	17.7	25.5	-
März	13.6	9.0	13.6	10.3	20.6	32.9	-
April	3.3	2.0	7.3	9.3	26.7	48.7	2.7
Mai	2.7	3.3	5.3	11.9	31.1	42.4	3.3
Juni	0.7	0.7	4.0	4.0	30.7	50.7	9.3
Juli	1.3	1.9	5.2	9.7	31.6	42.6	7.7
August	3.2	2.6	13.5	9.7	32.9	36.8	1.3
September	13.3	6.0	13.3	12.0	20.7	32.7	2.0
Oktober	11.1	7.8	20.3	19.0	27.5	13.7	0.7
November	10.7	18.7	17.3	14.0	28.7	10.7	-
Dezember	23.9	16.8	25.2	12.9	16.1	5.2	-
			nachmittags 15^h				
Januar	9.7	8.4	17.4	15.5	21.9	25.8	1.3
Februar	3.5	7.1	7.8	9.2	22.7	37.6	12.1
März	3.2	0.6	2.6	7.1	21.9	52.9	11.6
April	0.7	-	4.0	2.0	12.0	65.3	16.0
Mai	-	0.6	1.3	1.3	11.6	59.4	25.8
Juni	-	-	1.3	0.7	7.3	54.7	36.0
Juli	-	-	2.6	-	10.3	64.5	22.6
August	-	-	1.3	2.6	11.0	59.4	25.8
September	-	0.6	2.0	4.7	15.3	47.3	30.0
Oktober	-	1.9	3.9	7.1	23.2	52.9	11.0
November	4.0	8.7	12.7	9.3	29.3	34.7	1.3
Dezember	14.8	9.0	15.5	7.7	21.3	25.2	6.5

Tabelle 5

Gesamtzahl der Fälle innerhalb von 5 Jahren, in denen zu den einzelnen Stunden Sicht unter 1 km oder Bodennebel (Zahlen in Klammern) festgestellt wurde.

	6^h	7^h	8^h	9^h	10^h	11^h	12^h	13^h
Januar	–	–	24*.	27 .	26 .	22 .	16 .	14 .
Februar	–	–	13 .	14 .	10 .	8 .	5 .	5 .
März	–	–	17 .	16 .	10 .	6 .	4 .	3 .
April	–	4 .	5 .	1(1)	.(1)	.(1)	1(1)	. .
Mai	2(1)	3 .	. .	2 .	. .	. .	1 .	1 .
Juni	2 .	1 .	1 .	. .	. .	. .	. .	. .
Juli	3(1)	2 .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
August	7(3)	4(2)	1(1)	. .	. .	. .	. .	. .
September	–	14(5)	9(7)	7(4)	3 .	1 .	. .	. .
Oktober	–	14(1)	12(3)	9(2)	3(2)	2(2)	2(2)	. .
November	–	–	13(9)	12(7)	11(5)	8(3)	6(1)	6(1)
Dezember	–	–	28*.	27(4)	27(1)	24(1)	22 .	20 .

	14^h	15^h	16^h	17^h	18^h	19^h	20^h	21^h
Januar	13 .	13 .	15 .	–	–	–	–	–
Februar	7 .	5 .	6 .	8 .	–	–	–	–
März	4 .	5 .	4 .	4 .	5 .	–	–	–
April	1 .	1 .	1 .	. .	. .	. .	–	–
Mai	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Juni	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	.(3)
Juli	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
August	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
September	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Oktober	. .	. .	. .	1 .	. .	. .	. .	. .
November	5 .	5 .	4 .	3 .	–	–	–	–
Dezember	20(1)	18 .	16 .	–	–	–	–	–

*) Es wurde nicht an allen Tagen schon um 8^h beobacht.

Tabelle 6

Sicht unter 1 km oder Bodennebel dauerte von früh (Beobachtungsbeginn) bis

	6^h	7^h	8^h	9^h	10^h	11^h	12^h	13^h	14^h	15^h	16^h	17^h	18^h
	Anzahl der Fälle in 5 Jahren												
Januar	-	-	1	3	6	4	2	2	1	.	4	5	-
Februar	-	1	2	5	4	3	.	.	1	.	.	.	2
März	-	1	2	6	4	2	1	.	1	1	.	.	1
April	-	2	4	1	.	.	1	.	.	.	.	.	.
Mai	2	3	.	2	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Juni	1	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Juli	2	2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
August	5	4	2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
September	5	6	5	8	2	1	.	.	.	.	.	.	.
Oktober	-	3	5	6	1	.	4	.	.	.	.	.	.
November	-	2	4	5	4	4	.	.	1	2	1	3	-
Dezember	-	-	2	5	4	4	2	.	1	2	11	1	-

Tabelle 7

Tagsüber (frühestens 10^h) sich bildender Nebel bezw. Bodennebel, der dann bis zum Abend anhielt, setzte ein um

	10^h	11^h	12^h	13^h	14^h	15^h	16^h	17^h	18^h
	Anzahl der Fälle in 5 Jahren								
Januar	1	1	.	.	1	1	3	3	–
Februar	.	.	.	.	1	1	2	3	.
März	.	.	.	.	1	2	.	1	1
	April bis September: keine								
Oktober	.	.	.	.	.	.	.	1	.
November	.	.	.	.	.	.	1	.	–
Dezember	1	2	1	.	.	.	.	–	–

Tabelle 8

Die Windrichtungen bei Sichtweiten unter 1 km
(Anzahl der Tage in fünf Jahren)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Stille
April-September	4	4	3	3	4	4	2	4	21
Oktober-März	6	5	13	17	33	26	15	2	41

Tafel 1

Tafel 1

Prozentische Häufigkeit der Sichtstufen, bezogen auf Monat und Windrichtung.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
					Sichtstufe 0-1 km							
N	0	1.3	2.0	2.7	0	0	0	0	0.7	3.3	5.9	5.7
NE	3.6	2.2	8.6	0.9	0	0	0	0	3.7	2.1	4.7	5.5
E	12.1	3.6	3.0	0	0	0	0	0.6	0.9	3.7	4.1	3.8
SE	9.6	8.7	5.9	0	0	0	0.9	0	3.3	1.4	5.5	11.9
S	12.6	9.3	7.2	0	0	0	0	1.6	2.5	5.3	5.3	18.9
SW	13.1	9.0	6.5	0.6	0	0	0.3	0.3	1.0	1.6	4.6	11.8
W	8.0	7.1	1.2	0.5	1.3	0	0	0	0.4	0.9	2.0	17.1
NW	2.0	1.9	1.4	1.6	0.9	0	0.2	0	0	0	0	2.5
					Sichtstufe 1.1-4 km							
N	4.0	6.3	3.0	6.4	1.6	0	0	0.6	2.8	6.6	7.8	11.4
NE	10.7	8.6	6.9	1.8	0.7	0.7	2.3	4.2	1.8	20.8	15.1	16.4
E	33.6	18.8	4.2	7.4	1.7	0	10.0	5.6	1.8	22.1	36.1	26.5
SE	41.4	23.1	7.3	1.8	1.0	4.5	7.5	3.1	7.4	22.9	29.3	39.0
S	38.1	30.5	16.7	2.5	4.2	1.8	2.5	6.4	9.5	16.6	38.3	42.7
SW	28.3	36.0	18.4	2.5	1.6	3.9	4.6	4.4	10.9	12.8	19.2	34.0
W	18.0	11.7	9.5	0.5	3.0	3.0	2.0	2.9	3.5	3.5	11.9	11.4
NW	2.0	7.0	1.0	2.5	2.6	0.8	0.9	1.3	5.4	2.1	0	2.4

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
					Sichtstufe 4.1-10 km							
N	14.0	11.4	20.0	18.2	17.8	8.0	6.3	7.8	12.6	9.9	35.3	12.8
NE	25.0	26.6	6.9	19.7	13.0	7.4	13.7	26.4	27.1	31.2	29.1	30.9
E	39.8	34.5	26.3	19.1	12.9	9.2	17.3	16.3	32.2	37.9	34.7	34.0
SE	40.8	44.2	30.9	12.4	18.5	13.4	18.9	19.2	25.4	56.5	45.8	44.1
S	40.7	35.0	28.7	28.7	28.9	21.1	20.9	35.1	40.5	54.7	42.7	29.7
SW	45.9	38.0	30.9	31.7	34.2	31.5	28.4	30.8	40.3	46.0	47.5	33.5
W	38.3	31.4	20.6	29.6	29.8	22.8	20.7	19.1	29.2	31.6	45.7	34.8
NW	26.5	23.4	11.3	18.0	14.4	9.2	11.1	10.9	10.4	13.9	24.5	12.2
					Sichtstufe >10 km							
N	82.0	81.0	75.0	72.8	80.6	92.0	93.7	91.6	83.9	80.3	51.0	70.0
NE	60.7	62.5	77.6	77.7	86.3	91.9	84.1	69.4	67.3	45.8	51.1	47.3
E	15.6	43.1	66.6	73.6	85.4	90.8	72.8	77.3	65.2	36.1	25.2	35.6
SE	8.3	24.0	55.9	85.7	80.6	82.2	72.6	77.7	63.9	19.3	19.5	5.0
S	8.7	5.1	47.3	68.8	66.8	77.0	76.5	57.0	47.5	23.5	13.7	8.7
SW	12.7	17.0	44.3	65.2	64.1	64.5	66.8	64.4	47.9	39.5	28.8	20.7
W	35.6	49.8	68.7	69.4	65.9	74.3	77.3	78.0	66.9	64.0	40.4	36.7
NW	69.4	67.7	86.5	78.0	82.1	90.1	87.8	87.8	84.3	84.0	75.5	83.0

Nr.13: E. F r a n k e n b e r g e r

Ein neues Ventilationsgerät für Flugzeug-Meteorographen zur Bestimmung von Basiswerten und zur Hygrometereichung. Mit Abb.323 und 324.

Bei Wetterflügen ist es nötig, vor dem Start und nach der Landung genaue Basiswerte für die Temperatur und die Luftfeuchtigkeit zu ermitteln. Es ist lange bekannt, daß hierzu einfache Vergleichsmessungen mit einem Assmann'schen Apsirationspsychrometer nicht genügen, einmal weil der Ort des Flugzeugmeteorographen und die Meßstelle des Aspirationspsychrometers, auch wenn sie nur wenig voneinander entfernt sind, doch größere Unterschiede in der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit aufweisen können*), und zweitens weil ein kräftiger Luftzug nötig ist, um einen vollen Ausgleich zwischen den Eigenschaften der freien Luft und denen der Meßelemente des Flugzeugmeteorographen herbeizuführen.

Meist werden zur Gewinnung von Basiswerten kleine Hütten benutzt, die den Meteorographen und Vergleichsthermometer aufnehmen, und die durch kräftige Ventilatoren belüftet werden können.

Eine solche Hütte zeigte in Hamburg - wie schon A. Lohr feststellte - unregelmäßige Temperatureinwirkungen vom Antriebsmotor des Ventilators auf die ventilierende Luft, so daß der Wunsch nach einem besseren Gerät entstand. Dabei sollte das neue Gerät zugleich die bei den jetzt gebräuchlichen Hütten vorhandene Möglichkeit ausschließen, daß beim Herausnehmen der Meteorographen aus der Hütte und beim Anbringen am Flugzeug kleine Verstellungen der Zeiger eintreten. Außerdem sollte das Ventilationsgerät so handlich sein, daß man in rascher Folge in Räumen verschiedener relativer Luftfeuchtigkeit Mes -

---

*)Siehe H.Berg und H.K.Metzler u.W.Knochenhauer, Erf.Ber. d.D.Flugwetterdienstes 9.Folge Juli 1934 Nr. 2

sungen vornehmen und so die Haarhygrometer der Meteoro - graphen bequem eichen können. Nach diesen Gesichtspunk - ten wurde von mir das nachfolgend beschriebene, in Ab - bildung 323 abgebildete Instrument konstruiert. Seine Ge- samtlänge ist 46.6 cm. Im untersten Teil ist ein kräftiger Elektromotor untergebracht. Der Motor ist völlig vom Ansaugkanal abgetrennt und kann, da der Strom der ventilierenden Luft nach ihm hingerichtet ist, keine Wärme an die Thermometer abgeben. Der Motor betreibt eine Venti - lationstrommel, die turbinenartig mit 36 kleinen Schau - feln besetzt ist. An die Ventilationstrommel schließt sich das knieförmige Ventilationsrohr an, in dem die Thermometer angebracht sind. Im Ventilationsrohr befin - den sich außerdem zwei gekreuzte, in Richtung der Luft - strömung verlaufende feste Bleche, die teilweise als Leitschaufeln und teilweise als Strahlungsschutz für die Thermometer wirken. Die Thermometer werden durch einen Drehverschluß in ihren Haltern festgemacht. Nach einer einfachen Viertel-Drehung dieses Verschlusses lassen sie sich zum Auswechseln oder zum Befeuchten nach oben her - ausnehmen.

Das knieförmige Ventilationsrohr wird mit dem Ventilationskanal des Flugzeugmeteorographen verbunden. Für die Meteorographen Bosch-Kannegieter und Modell Lindenberg werden kurze Rohrstutzen fest am Meteorographengehäuse angebracht, auf die das Ventilationsgerät aufge - steckt wird. In Abbildung 323 wird ein für das Modell Lindenberg bestimmter Rohrstutzen gezeigt. Das Ventilationsgerät läßt sich mit einem kurzen Rohr auch an den Kanal der Tragflächen am neuen Focke-Wulf-Wetterflug - zeug anschließen. Abbildung 324 zeigt, wie das Gerät bei der Messung am Meteorographen befestigt ist.

Der Elektromotor des Geräts hat eine Betriebsspannung von 4-6 Volt. Der Betriebsstrom von 3.5 - 4 Amp. kann einem transpotablen Akkumulator oder der Flugzeugbatterie entnommen werden. Am einfachsten ist es, wenn

man eine Leitung in den Tragflächen des Flugzeuges zur Befestigung der Meteorographen legt und dort mit einer kleinen Steckbuchse enden läßt.Diese Leitung kann evtl. zugleich zur Herstellung von Zeitmarken während des Fluges benutzt werden.Der Ventilator saugt bei 4 Volt Klemmspannung einen Luftstrom von 4.5 m/sec durch den Ventilationskanal des Meteorographen.Bei 6 Volt Klemmspannung beträgt die Geschwindigkeit 7.5 m/sec.Eine in den Weg der Luft geschaltete Drossel,wie sie am Modell Lindenberg angebracht ist,setzt diese Geschwindigkeit auf die Hälfte herab. Bei Vergleichsmessungen bis herab zu 40% relativer Feuchte zeigte sich,daß die Angaben des Ventilationsgerätes bei Berücksichtigung der Eichkorrekturen der Thermometer völlig mit den Angaben zweier benachbarter Assmann'scher Aspirationspsychrometer übereinstimmte.Selbst,wenn bei Beginn der Messung das Ventilationsgerät mehrere Grade wärmer oder kälter als die Luft ist,so zeigen doch die Thermometer bei 4 Volt Klemmenspannung am Motor bereits nach 2 Minuten keine größeren Abweichungen als $\pm$0.05 Grad. Die Richtung, in der das Ventilationsgerät Luft durch den Ventilationskanal der Meteorographen saugt,ist der Ventilationsrichtung beim Flug entgegengesetzt. Wenn wegen der Art der Anbringung der Bimetallthermometer vielleicht ihre Angleichung an die Lufttemperatur bei den Bodenmessungen nicht so schnell erfolgt wie beim Flug,so ist das doch völlig unwesentlich,da es sich hier um eine Messung bei konstanter Lufttemperatur handelt. Das neue Ventilationsgerät,das von der Firma Karl Seemann Nachf.,Hamburg-Schnelsen gebaut wurde,hat sich bei der Wetterflugstelle Hamburg bestens bewährt.

Nr.14: Dr. S c u l t e t u s
Die Theorie des Zeiss'schen vereinfachten Theodoliten für graphische Ballonaufnahmen nach Dr. Schoute.

Nr.15: W.H a r t m a n n, E.K a n t z e n b a c h und F.H ä n s c h

Synoptisch-Aerologische Studien der Flugwetterwarte Hannover Nr. 7. "Zur Aerologie des Kaltluftvorstoßes vom 14. bis 16. Oktober 1934". Mit Abb. 325 - 340.

1). Die Vorbereitung des Kaltlufteinbruches am 14. Oktober 1934 von W. Hartmann.

Der Aufbau der Druckverteilung am 13. Oktober 1934 8 Uhr zeigt hohen Druck von den Azoren bis zur Biskaya, ein weit im Norden über Island gelegenes Tief und eine langgestreckte Depression von Finnland bis nach Nordpolen. Die Wetterlage schien sich in eine herbstliche Hochdrucklage verwandeln zu wollen. Innerhalb 24 Stunden jedoch bildete sich ein neuer Ausläufer vor der norwegischen Westküste heraus, auf dessen Südseite stürmische Winde in das Festland einströmten. Die Temperaturen stiegen im Bereiche von Westdeutschland ganz außerordentlich an, so daß morgens um 8 Uhr 13 bis 14 Grad beobachtet wurden. Gleichzeitig fiel Niederschlag. Die Druckverteilung um 8 Uhr morgens am 14. Oktober ist auf Abbildung 325 dargestellt. Die auch am Boden stark auffrischenden Winde waren außerordentlich böig, so daß auch auf Böigkeit der Höhenströmung geschlossen werden konnte. In der Tat wurde durch Beobachtungen von zwei Großflugzeugen (ju 52) in allen Höhenschichten bis zur Null-Gradlinie eine außerordentlich schwere Böigkeit festgestellt. Höhenwinde lagen infolge der niederen Bewölkung und des Regens und da es Sonntag war, so überaus spärlich vor, daß daraus kein klares Bild über die Vorgänge gewonnen werden konnte. Etwas besseren Einblick ergab die Bodenströmungskarte (Abbildung 326), die kräftige Konvergenzen über dem mittleren Norddeutschland und der Deutschen Bucht erkennen ließ. Die Betrachtung der Temperaturverteilung im Zusammenhang mit den Stromlinien, welche ebenfalls mit Hilfe von Abbildung 326 sich durchführen läßt, ergibt einen starken Warmluftstrom aus Südwesten mit Temperaturen von ca 14 Grad, welcher offenbar teilweise

an der etwas kälteren Luft über Norddeutschland aufgleitet. Gegen diesen Südweststrom dringt über die Nordsee hinweg stürmisch kältere Luft heran. Es ist daher selbstverständlich, daß schon hieraus sich die Prognose schwerer Böigkeit und starker Winde ergab. Die Bodenkarte allein kann jedoch den Vorgang nicht ganz erklären. Aus diesem Grunde wurde mit Hilfe der deutschen Aufstiege die Aerologie des Vorgangs untersucht.

a) Das Druckfeld in verschiedenen Höhen.

Da infolge der Bewölkung und des Regens die höheren Schichten für Windmessungen unzugänglich waren, wurde versucht, den Strömungszustand mit Hilfe der Topographie der Hauptisobarenflächen zu bestimmen. Die absolute und relative Topographie der Hauptisobarenflächen ist auf den Karten dargestellt. Dabei ist die absolute Topographie von 50 zu 50 geodynamischen Metern ausgezogen gezeichnet, die relative Topographie gestrichelt. Unter die Abbildungen ist der Geschwindigkeitsmaßstab nach B e r g und M e t z l e r 1), umgerechnet auf den Kartenmaßstab dargestellt. Mit diesem Maßstab und aus der Richtung der Isohypsen läßt sich dann die Höhenströmung bestimmen.

b) Das Stromfeld in verschiedenen Höhen.

Für die Höhe von 500 m konnte aus den wenigen vorhandenen Beobachtungen noch die Strömung wenigstens über Norddeutschland einigermaßen festgestellt werden. Eine 40 bis 60 km/st starke Strömung aus Westsüdwest war in dieser Höhe zu erkennen. Über Böhmen und Ungarn wurde diese Strömung von einer kräftigen Nordnordwestströmung angezapft. Die Strömungskarten für die ungefähren Höhen von 1000, 2000, 3000 geodynamischen Metern sind in den Abbildungen dargestellt. Bei 1000 geodynamischen Metern konnten noch Bergstationen herangezogen werden. Es ergibt sich für 1000 geodynamische Meter: über Norddeutschland weht vom Gebirgsrand nordwärts eine schnell stärker werdende, vorwiegend westliche Strömung. Über Süddeutsch-

land ist die westliche Strömung noch verhältnismäßig schwach, zwischen beiden ist, durch die Bergstationen belegt, eine südwestliche Strömung feststellbar. Die Geschwindigkeit wächst nach der Küste zu auf etwa 40 Metersekunden an. In den höheren Schichten beginnt die Strömung sich nach Westnordwest zu drehen und nimmt überall an Stärke noch zu, so daß in etwa 2000 Metern über dem ganzen Gebiet vom Main bis zur Nordsee 25 bis 40 Metersekunden Windgeschwindigkeit sich ergeben. Damit stimmt gut überein die Beobachtung einer Ju 52, daß sie, über Norddeutschland von Ost nach West fliegend, in 30 Minuten 75 Kilometer zurückgelegt hat. Daraus ließe sich etwa 24 m/sec Wind aus westlicher Richtung über dem mittleren Norddeutschland ermitteln.

c) Das Temperaturfeld in der Höhe.

In die Strömungskarten sind außerdem noch die Temperaturen eingetragen. Um die Abbildungen mit Linien nicht zu überlasten, wurden keine Isothermen gezogen. Aus dem vorhandenen Material ergibt sich, daß überall entgegen der aus der Bodenkarte geschlossenen Temperaturabnahme im Nordwesten um 8 Uhr morgens die höchsten Temperaturen im Westen bis Nordwesten liegen, so daß mit der Strömung überall wärmere Luft sich vorschob. Wo der Kaltluftkörper beginnt, läßt sich leider aus dem vorhandenen Material nicht feststellen. Bei der hohen Geschwindigkeit der Strömung ist natürlich bereits bis gegen Mittag ein Rückgang der Temperaturen im Nordwesten wahrscheinlich.

In anderer Darstellung, in Gestalt von Querschnitten, lassen sich die Temperatur- und die Feuchtigkeitsverhältnisse besser überblicken. Es wurden 3 Querschnitte gelegt und zwar ein Schnitt von Südwestdeutschland nach Breslau. Auf diesen wurden die Werte von Darmstadt und München projiziert. Ferner ein Schnitt von Hamburg nach Breslau und drittens ein Schnitt von Köln über Berlin nach Königsberg. In ihnen sind die äquivalent-poten-

tiellen Temperaturen gestrichelt,die Temperaturen selbst ausgezogen dargestellt. Sie bedürfen wohl keiner länge - ren Erläuterung. Aus ihnen geht hervor, daß der Warmluft- vorstoß mit seiner Vordergrenze die Linie Berlin-Darm - stadt erreicht hat. Längs dieser Fläche ist eine hoch aufgetürmte Wolkenmasse feststellbar, aus welcher der Niederschlag fällt. Die Böigkeit, die sich in und unter- halb dieser Bewölkung feststellen ließ, ist also im we - sentlichen durch den stürmisch vor sich gehenden Ein - bruch warmer Luft hervorgerufen. Erst später mag auch die Verstärkung des Gradienten mit der Höhe den vertika- len Austausch unterstützt haben.

d) Die Ursache der Randwirbelbildung.

Da sämtliche aerologische Aufstiege außerhalb Deutschlands fehlen, läßt sich nur indirekt die Ursache der auffälligen und plötzlichen Randwirbelbildung klä - ren. Um die okkludierte Depression bei Island war kälte- re Luft herumgeflossen, gleichzeitig strömte am Nordab - hang des Azorenhochdruckgebietes sehr warme Luft ost - wärts. In dem Bereiche des starken Temperaturgefälles entstand ein steiler Druckgradient, der die Luftmassen erheblich beschleunigte. Offenbar hatte die kältere Luft noch eine Südostkomponente, so daß sie im Norden zuerst die Warmluft vom Boden abheben konnte. In der schnelle - ren Höhenströmung wurde sie dann rascher abtransportiert als zunächst die untere Luft nachströmen konnte. Ein au-

---

1) H. Berg, Nomogramme zur Ermittlung des Gradientwindes aus Karten der Topographie bestimmter Isobarenflächen. Erfahrungsbericht des Deutschen Flugwetterdienstes 8. Folge Nr. 18 1934.

H.K. Metzler, Ein Geschwindigkeitsmaßstab für den Gra- dientwind.
Erfahrungsbericht des Deutschen Flugwetterdienstes 9. Folge Nr. 6 1934.

ßerordentlich intensives Druckfallgebiet war die Folge. Dieses Druckfallgebiet ist in Abbildung 330 dargestellt. Im Kern dieses Gebietes über der südlichen Nordsee fällt innerhalb 3 Stunden der Druck um 9 Millibar. An diesem Fallgebiet entwickelte sich der tiefe Ausläufer.

2). Der Kaltlufteinbruch vom 14. und 15. Oktober 1934
Von E. Kantzenbach.

a) Druckverteilung.

Die Bodenwetterkarte vom Montag, den 15.10.1934 8 Uhr (Abbildung 331) zeigt innerhalb eines Tiefdrucksystems, das das Nord- und Ostseebecken bedeckt, zwei Kerne von nur 975 mbar über dem Sund und über Litauen. Im Vergleich mit dem Vortag, an dem diese Kerne östlich Islands und vor der südnorwegischen Küste lagen, ergibt sich eine Zuggeschwindigkeit der Strömung von etwa 60 km/st in ost-südöstlicher Richtung. Während dieser Verlagerung trat Vertiefung um 15 mbar ein.

b) Temperaturverteilung.

Die Temperatur über Norddeutschland ist am 15.10. 1934 8 Uhr ziemlich einheitlich 6 bis 7 Grad. Ein Vergleich mit dem Vortag zeigt während der letzten 24 Stunden über Nordwestdeutschland und dem Rheinland einen Rückgang von 5 bis 8 Grad, östlich und südlich der Linie Unterelbe - Harz - Eifel eine Temperaturabnahme von 1 bis 2 Grad, südlich des Maingebietes und des Ergebirges ist gegen den Vortag die Temperatur unverändert oder gestiegen. Die Unterschiede des Temperaturrückganges erklären sich aus der Temperaturverteilung des Vortages.

Am 15. um 8 Uhr herrschen nur südlich der Donau noch Temperaturen von 12 bis 14 Grad, wie sie 24 Stunden früher über Nordwestdeutschland und Südengland lagen. Diese Wärme ist im Alpenvorland durch Zustrom zu erklären. Föhnlage bestand nicht. Das Schwinden der großen Warmluftmasse bis auf diesen Rest läßt nach der Bodenkarte den Schluß zu, daß die Warmluft größtenteils vom

Boden abgehoben ist. Es liegt die Front der vorgestoße - nen Kaltluft bereits am Unterlauf der Düna, sie legte also in 24 Stunden etwa 1600 km zurück. Auf das Vorhan - densein einer Okklusion weisen besonders in dem tägli - chen Wetterbericht der Deutschen Seewarte sehr deutlich hin das Niederschlagsgebiet über Litauen-Westrußland - Südpolen und die dreistündige Druckänderung im selben Bereich und weiter westlich. Nach der Temperaturvertei - lung über Rußland steht zu erwarten, daß die von Westen hereingeströmte Kaltluft ihrerseits auf die über Rußland lagernde noch kältere Luft aufgleiten wird.

c) Die Richtung des Kaltluftvorstoßes erfolgte nach der Temperaturverteilung der Bodenwetterkarte offenbar in fast rein westöstlicher Richtung. Dies wird bestätigt durch die Aufzeichnung des Böenschreibers in Hannover. In Abbildung 332 ist die mittlere Richtung des Windes nach der Aufzeichnung des Steffens-Hedde und außerdem der Temperaturverlauf in der gleichen Zeitspanne nach dem Thermogramm wiedergegeben. Es ist beachtenswert das staffelförmige Vordringen der Kaltluft bei nur ganz langsam und wenig rechtsdrehendem Winde. Erst zwischen 4 und 6 Uhr findet sich eine stärkere vorübergehende Drehung des Windes, zur gleichen Zeit erfolgte nochmals eine stärkere Abkühlung.

d) Die Aufstiege.

Sie geben uns über die Temperaturverteilung in den höheren Schichten folgendes Bild: der stärkste Tempera- turabfall liegt am Boden, wie schon erwähnt, südlich des Mains, wandert aber mit der Höhe weiter nach Norden.(Ab- bildung 333). Die Drängung der Linien gleicher äquiva - lent-potentieller Temperatur gerade in dieser Zone deu- tet die Luftmassengrenze ebenfalls an. In 4000 m Höhe ist es über München 14 Grad wärmer als über Köln. Die hohe Feuchte ist im Schnitt De-Bilt - München im Nord - teil durch die Luftmassengrenze, weiter südlich durch das teilweise Aufpressen am Alpenrand zu erklären. Erst

bei 3500 m beginnt über München eine Temperaturumkehr, die sich bis über Köln verfolgen läßt. Hier ist wegen der Trockenheit in den höheren Schichten Abgleiten der Warmluft anzunehmen, wahrscheinlich infolge stärkeren Abtransportes in östlicher Richtung. Der Schnitt Duxford - Königsberg zeigt in etwa 2000 m beginnend von Hamburg nach Osten den abgehobenen Warmluftkörper. Da die Entfernung Hamburg-Königsberg verhältnismäßig groß ist,läßt sich über Einzelheiten hier nicht viel sagen. Inversionen treten nicht auf. Deutlicher wird die Art des Vorstoßes in dem von Hamburg nach Breslau geführten Schnitt. Es zeigt sich, daß die Temperaturen noch etwas tiefer liegen als im Ost-Westschnitt. Die Zone größter Feuchte senkt sich von Südost nach Nordwest innerhalb der untersten 2000 m.

In allen Schnitten erscheint als Grenze der Kaltluft etwa die Linie 25° äquivalent-potentieller Temperatur. Die aus den beiden letzten Schnitten zu ziehende Folgerung, daß der Kaltluftvorstoß besonders im Norddeutschen Binnenlande rasch ostwärts vorgetragen wurde, wird sehr anschaulich durch die waagerechte Temperaturschnitte in den Haupthöhenstufen belegt. (Abbildung 334). Besonders zwischen 2000 und 3000 m fällt die etwas höhere Temperatur im Ostseeküstengebiet auf. In den gleichen Abbildungen 334 sind die Windmessungen eingetragen. Auch hier kommt die nach Süden zunehmende fast rein west-östliche Strömung zum Ausdruck.

e) Für die Weiterentwicklung deutet sich das Nachfließen weiterer Kaltluft aus Nordwesten an. Die Nordwestströmung ist, wie die Bodenkarte zeigt, schon bis Belgien und Nordfrankreich vorgedrungen. Weitere Abkühlung ist nach der Temperaturverteilung in allen Schichten zu erwarten, besonders im östlichen Deutschland in Höhen über 2000 m. Das steile Temperaturgefälle im Süden wird während des Anhaltens des westlichen Windes bestehen bleiben und nur wenig verlagert werden. Ein wesentliches Nach-

lassen der starken Höhenströmung ist deshalb im Süden nicht zu erwarten, während der Norden schon ein Abflauen gegen den Vortag zeigt.

3). Die Beruhigung der Kaltluft am 16.Oktober 1934
Von F. Hänsch.

a) Vorbemerkungen.

Nachdem in den beiden vorhergehenden Teilen die Vorbereitung und der eigentliche Kaltlufteinbruch behandelt worden sind, soll im 3. Teil die Beruhigung der Kaltluft untersucht werden, die eine Zwischenhochlage bedingte. Neben den Bodenwetterkarten stand vor allem ein recht ausgiebiges aerologisches Material zur Verfü - gung. Unter Benutzung der ausländischen Aufstiege konnten 12 Temps zur Bearbeitung herangezogen werden. Es soll ausdrücklich betont werden, daß das Material, das hier vorliegt, vollständig dem Standpunkt entspricht, der schon am 16. Oktober 1934 etwa 13 Uhr zur Wetterbesprechung erreicht war, wie sie jeden Mittag in Hannover stattfindet. Außer sämtlichen 9 deutschen Aufstiegsstellen waren ferner die Aufstiege von De Bilt, Kjeller und Duxford vorhanden. Es konnten so 4 Querschnitte durch die Atmosphäre über Mitteleuropa gezeichnet werden:

1). Duxford, De Bilt, Hamburg, Königsberg.
2). Hamburg, Berlin, Lindenberg, Breslau.
3). Kjeller, Hamburg, Darmstadt, Friedrichshafen.
4). De Bilt, Köln, Darmstadt, München.

b) Bodensituation.

Die Druckverteilung zeigt, daß im Rücken eines über dem Baltikum liegenden Tiefs Kaltluftmassen über Deutschland lagern. Der Ozean wird von einem Hochdruckgebiet bedeckt. Mitteleuropa liegt also etwa im Grenzgebiet zwischen Hoch und Tief. In der Kaltluft steigt der Druck allgemein an, wie die dreistündige Druckänderungskarte zeigt. Im Alpenvorland staut sich die Kaltluft,so daß dort am Morgen des 16. Oktober verbreitet Nieder -

schläge gemeldet werden. Die Kaltluft selbst hat allerdings den Alpenkamm schon überschritten. Die Niederschlagssumme der letzten 24 Stunden beträgt infolge der Stauwirkung z.B. für München 17 mm. Dieser erste intensive Kaltlufteinbruch des Winters brachte den Alpen und auch dem Alpenvorland den ersten Schneefall des Jahres.

c). Topographie.

Die absolute Topographie zeigt bis in große Höhen (500 mbar-Fläche) annähernd die Druckverteilung der Bodensituation, nur mit dem Unterschied, daß im Osten in der Höhe der Kern des Tiefdruckgebietes zu erkennen ist. Das bedeutet also, daß die Achse des östlichen Tiefdrucksystems in der Höhe nach Westen geneigt ist. Sonst aber ist im allgemeinen hoher Druck im Westen und tiefer im Osten. - Die relative Topographie läßt in den unteren Schichten dort, wo schon eine Beruhigung, also ein Absinken der Kaltluft eingetreten ist, die dicksten, d.h. also die wärmsten Schichten erkennen, während sich in größeren Höhen von etwa 800 mbar ab von Norden und Nordwesten her dünnere also kältere Schichten durchsetzen.

d). Höhenströmungen.

Im allgemeinen herrscht entsprechend der Topographie Nordwind, der im Westen des Kartenbildes in den unteren 1000 m nach Nordwesten dreht. In 1000 m erkennen wir ferner noch über der nördlichen Nordsee einen Divergenzpunkt, der also auch schon in der Strömung auf ein Auseinanderfließen der Kaltluft hinweist. Dokumentiert ist die Divergenz dadurch, daß der Svandalsflona Südwest meldet. Ferner zeigt sich in allen Höhen bis 3000 m im Alpenvorland ein Umbiegen der Nord- in eine Westströmung infolge der Stauwirkung der Alpen. Auch die 3000 m Karte zeigt das wenigstens noch andeutungsweise. In größeren Höhen als 3000 m lassen sich keine Strömungskarten mehr zeichnen, da die vorhandenen Piloten nicht so hoch reichten. - Die Geschwindigkeit beträgt allgemein etwa 25 km/st. Mit der Höhe tritt keine wesentliche Änderung

ein. Aus der Topographie entnehmen wir, daß auch ober - halb 3000 m nördliche Winde wehen, die ausgemessen mit dem Geschwindigkeitsmaßstab, auch in größerer Höhe etwa 25 km/st betragen. Aus der Geschwindigkeits- und Rich - tungsverteilung der Höhenströmung erkennen wir die Ein - heitlichkeit der Luftmasse.

e). Temperaturschnitte.

Die Führung der normalen Isothermen zeigt in sämtlichen Schnitten eine große Ausgeglichenheit, nämlich im allgemeinen ein Horizontalliegen oder nur geringes An- oder Absteigen. Nur nach Kjeller zu sinken die Isother - men stärker ab, das heißt:Kjeller ist kälter. Über Dux- ford hingegen liegen die Isothermen höher; Duxford ist also wärmer. An Inversionen ist lediglich eine allgemein auftretende Bodeninversion vorhanden, sonst nur noch vereinzelt interne, aber örtlich eng begrenzte Inversio- nen. - Betrachten wir nun die Äquivalent-potentiellen Isothermen, so sehen wir, auch daraus die große Ausge - glichenheit und damit Einheitlichkeit der Luftmasse;Tem- peraturen zwischen 20 und 25 Grad charakterisieren diese Kaltluft. Eine Drängung der Isothermen findet so gut wie nicht statt, was auch eine allgemein gleiche Luft erken- nen läßt.

f). Feuchteschnitte.

Auch die Feuchteschnitte zeigen anschaulich die Beruhigung der Kaltluft über Deutschland. Wir erkennen über Deutschland allgemein eine Austrocknung, die sich von oben her durchsetzt, die also auf absinkende Bewe - gung hindeutet. Nur über Berlin liegt in größerer Höhe eine stärkere Feuchtigkeitsinsel. Sonst zeigt sich über De Bilt, Kjeller und auch München Feuchtigkeit auch in der Höhe. Wir sehen daraus, daß sich die Beruhigung der Kaltluft im allgemeinen nur auf Deutschland erstreckt. Die große Feuchtigkeit über München ist eine Folge der Stauwirkung der Alpen.

g). Gradientschnitte.

Entsprechend einer früheren Arbeit (Erfahrungsberichte des Deutschen Flugwetterdienstes, 9.Folge Nr. 11) sind noch Schnitte des vertikalen Temperaturgradienten gezeichnet. Bis auf die bodennahen Schichten, in denen die schon vorhin erwähnte Bodeninversion auftritt, herrscht allgemein ein Gradient zwischen 0.60 und 0.80 vor. Da ein Gradient, der grösser als 0.60 ist, einer Kaltluftmasse entspricht, haben wir auch durch die Gradientschnitte unsere Luftmasse als Kaltluft charakterisiert. Dass es sich um eine Luftmasse handelt, die schon in Absinken geraten ist, lässt die verhältnismässig geringe Instabilität erkennen. - Man kann sogar aus den Schnitten die Höhe der in Ausbildung begriffenen Absinkinversion festlegen. Sie wird ungefähr in 2000 m entstehen. Über München liegt sie etwa 2500 m hoch, während sie nach der Küste bis etwa 1500 m absinkt.

h). Zusammenfassung.

Die Aerologie des 16. Oktober 1934 zeigt in allen Darstellungen über Deutschland Kaltluft, die zur Beruhigung gekommen ist. Fronten oder sonstige Unstetigkeiten treten nirgends auf. Durch unsere horizontalen und vertikalen Schnitte haben wir so ein anschauliches Bild der Atmosphäre erhalten und auf diese Weise die Erkenntnisse derBodenwetterkarte erhärtet und vervollständigt.

Nr. 16: Dr. K. K e i l

Die Häufigkeit verschiedener Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten in verschiedenen Höhen über München im Jahresmittel des Polarjahres.

(1.September 1932 bis 31.August 1933)

Mit Abb. 341 - 343.

Vor kurzem habe ich in diesen Berichten eine Darstellung der Windverhältnisse von Königsberg und Hamburg während des Polarjahres gegeben (Literatur (1)), wobei ich als Stufenwerte diejenigen der Internationalen Luft-

fahrtkommission (CINA) verwendete. Gelegentlich der Friedrichshafener Tagung der Internationalen Kommission für die Erforschung der freien Atmosphäre (1934) wurde angeregt, nicht nur diese Stufenwerte, sondern auch die Häufigkeiten der verschiedenen Windrichtungen und die mittlere Geschwindigkeit für die einzelnen Richtungen zu geben. Die besondere Bedeutung dieser Angabe liegt einmal darin, daß man mit ihrer Hilfe Berechnungen der Luftversetzung durchführen kann und zum anderen darin, daß ganz entsprechende Zusammenstellungen auch für den Bodenwind international in Aussicht genommen sind (Literatur Nr. (2) und (3)). Die Angaben nach dem CINA-Schema bringen dagegen Angaben, die besonders unter praktischen Gesichtspunkten gewertet sein wollen.

Im Laufe meiner Bearbeitung des Zustandes der freien Atmosphäre über Deutschland während des Polarjahres habe ich für München beide Angaben berechnet und gebe nun hier das Ergebnis in drei Abbildungen wieder. Wegen des verwendeten Materials möchte ich auf die ausführliche Veröffentlichung verweisen (Literatur (4).

Die Abbildung 341 gibt die Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen in Prozenten, wobei in jeder Richtung die Angaben für 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 4000 und 5000 m im Uhrzeigersinn als Säulen nebeneinander gestellt wurden. Dabei entspricht die

Säule	1	der	Stufe	500 m
"	2	"	"	1000 m
"	3	"	"	1500 m
"	4	"	"	2000 m
"	5	"	"	2500 m
"	6	"	"	3000 m
"	7	"	"	4000 m
"	8	"	"	5000 m

Die Häufigkeit der östlichen und westlichen Winde tritt, wegen der Lage Münchens zum Gebirge besonders hervor.

Die Abbildung 342 stellt die mittlere Windgeschwin-

digkeit dar für die einzelnen Windrichtungen, wieder für die verschiedenen Höhenstufen in Säulen nebeneinander, die in derselben Weise gezeichnet und nummeriert worden sind wie in Abbildung 341. Man erkennt, dass in den Höhen über 3 km die mittlere Windgeschwindigkeit fast aller Richtungen ziemlich gleich wird, nur Ost- und Südostwinde sind davon ausgenommen. In den unteren Schichten wird die Geschwindigkeit durch die nahen Gebirge stark herabgesetzt, nur die Winde aus westlicher Richtung werden dadurch wenig beeinflusst.

In der Abbildung 343 habe ich dann den Versuch gemacht, auch für die CINA-Stufenwerte eine ähnliche Darstellung, wie in den Abbildungen 341 und 342 zu geben. In meiner früheren Veröffentlichung waren die Angaben jeweils für eine Höhenstufe in einem Stern gegeben, für die oben angegebenen 8 Höhenstufen wären also 8 verschiedene Sterne notwendig gewesen. Das erschwert die Übersicht: es war daher mein Bestreben, die Angaben in einer Abbildung zusammenzuziehen.

Ich gebe die Lösung in der Form, dass ich die Angaben für jede Höhenstufe in einer Säule eintrage und die verschiedenen Geschwindigkeitsstufen durch Schraffierung voneinander unterscheide. So besteht jede Säule vom inneren Viereck angefangen aus Streifen, deren Länge der Prozentzahl des Auftretens der verschiedenen Geschwindigkeiten entspricht. Dabei sind schwarz die Stufen 0 - 1 msk, 8 - 14 msk und über 31 msk, weiss dagegen die Streifen für die Geschwindigkeitsstufen 2 - 7 msk und 15 - 21 msk. Soweit keine Werte der untersten oder der oberen Stufen vorliegen, erkennt man das in der Abbildung sofort daran, dass an das innere Viereck ein weisser Streifen anstelle eines schwarzen ansetzt, bezw. daran, dass die Säule nach dem 2. oder 3. Abschnitt abschliesst. Der Fall, dass einzelne Stufenwerte in der Mitte ausfallen, tritt im Jahresmittel nicht auf. Die Zahl der Windstillen ist im inneren Vierrek eingetragen. Die Nummerierung der einzelnen Säu-

len erfolgte in der gleichen Weise wie bei den Abbildungen 341 und 342.

Ich glaube, daß es auf diese Weise gelungen ist, auch die etwas schwierig zu übersehenden Zahlen des CINA-Schemas in einem Bilde übersichtlich darzustellen.

L i t e r a t u r

(1) Dr. K.Keil — Eine Darstellung der prozentischen Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten in verschiedenen Höhen über Hamburg und Kö - nigsberg während des Polarjahres 32/33. Erfahrungsberichte 9/1934, 95-96

(2) — Protokoll der Sitzungen in Friedrichshafen der Int.Komm. für die Erfor - schung der freien Atmosphäre, Leiden 1934, Resolution 7.

(3) — Protokoll der Sitzungen in Wiesbaden der Int.Klimatologischen Kommission, Leiden- im Druck. Resolution.

(4) Dr. K.Keil — Der Zustand der freien Atmosphäre über München während des Polarjahres 32/33. Beitr.z.Phys. d.fr.Atmosphäre, im Druck.

Nr.17: F. H ä n s c h

Nomogramm zum Wolkenspiegel. Mit Abb.344 und 345.

Um den von Tag zu Tag größer werdenden aerologi - schen Anforderungen Rechnung zu tragen, wird im folgenden ein einfaches Nomogramm vorgelegt, das es gestattet, innerhalb kürzester Zeit die mit Hilfe des Wolkenspie - gels gemessenen Zuggeschwindigkeiten der Wolken zu er - rechnen. Gerade in letzter Zeit wurde besonders von der Deutschen Seewarte der Wunsch geltend gemacht, Höhen - windmessungen wenigstens zu den großen Beobachtungen durch Wolkenmessungen zu ergänzen. Besonders bei hohen

Wolken stellen sie eine gute Stütze der Topographie dar.

Wegen Theorie und Handhabung des Wolkenspiegels wird auf die "Anleitung zur Anstellung meteorologischer Beobachtungen II" des Preußisch-Meteorologischen Instituts hingewiesen.

Um der Schwierigkeit der variablen Augenhöhe zu entgehen wird an der Flugwetterwarte Hannover schon seit langen Jahren ein senkrechter Stab von 25 cm Höhe benutzt, der auf einem kleinen Kreuz fest montiert ist. Er gestattet es, bei jeder Wolkenmessung den Kopf zu stützen und so immer eine Augenhöhe von 25 cm zu erzielen. Dadurch wird die Rechnung stark vereinfacht.

Die Formel lautet: $\frac{z.s}{h\ t} = v$

v: Zuggeschwindigkeit in m/sec; gesucht.

z: Wolkenhöhe in m; geschätzt bezw. anderweitig festgestellt.

t: Zeit in sec; gemessen mit Stoppuhr.

s: Durchmesser des Kreises auf dem Wolkenspiegel; 2 cm bezw. 4 cm.

h: Augenhöhe in cm: konstant bezw. gemessen.

Das Nomogramm I gestattet, bei konstanter Augenhöhe h = 25 cm, bei geschätzter Wolkenhöhe und gemessener Zeit die Geschwindigkeit in m/sec abzulesen, und zwar für s = 2 cm und s = 4 cm, wofür die rechte Zeitskala eine doppelte Bezifferung trägt.

Das Nomogramm II gibt uns die Möglichkeit, die Geschwindigkeit bei einer anderen Augenhöhe als 25 cm zu bestimmen. Es ist ja: $v=v_{25}.25/h$. Wir bestimmen also bei einem beliebigen h zunächst ein v, was einem h=25 cm, entspricht, und reduzieren dann das v_{25} mit Hilfe des zweiten Nomogrammes auf das der Augenhöhe h entsprechende v.

Die beiden Nomogramme werden vorwiegend deshalb mitgeteilt, um Geschwindigkeitsmessungen mit Hilfe des Wolkenspiegels stärker einzubürgern, da wohl angenommen

werden darf, daß wegen der sonst durchzuführenden Rechnungen verschiedentlich von einer Benutzung des Wolkenspiegels Abstand genommen wird. Zum weiteren Ausbau der Aerologie erscheinen Wolkenzugmessungen in häufiger Aufeinanderfolge erforderlich. Es könnte daran gedacht werden, an die großen Beobachtungen aller 3 Stunden möglichst immer, soweit die Wolken es zulassen, eine neph-Meldung anzuhängen.

Nr.18: G. S e i d e l

Zur Ermittlung des Höhenwindes aus dem Gefälle der Hauptisobarenflächen. Mit Abb.346 und 347.

Der regelmäßige Vergleich der mit Hilfe der von Berg (1) entworfenen Tafeln ermittelten mit den wahren Windgeschwindigkeiten in der Höhe hat eine recht gute Übereinstimmung gezeigt. In Nr. 6, Folge 9 der Erfahrungsberichte des Deutschen Flugwetterdienstes kommt Metzler (2) den Bedürfnissen der Praxis, die Werte den Isohypsenkarten ohne weiteres Rechnung zu entnehmen,mit der Einführung eines geeigneten Maßstabes entgegen. Er legt dabei die mittlere Breite von 50 Grad als konstant zugrunde und findet die Windgeschwindigkeit durch Ausmessen der Zehnerisohypsen mit dem genannten Maßstabe, dessen Werte er der Tafel 1 von Berg entnimmt.

An der Flugwetterwarte Halle/Leipzig ist ein ähnlicher Maßstab entworfen worden, nur mit dem Unterschied, daß seine Werte direkt aus der Gradientwindformel berechnet worden und somit etwas genauer sind. Außerdem ist er für die Ausmessung der Abstände von 20 zu 20 dyn. Metern verwendbar, da auf diese Weise die Ermittlung größerer Windgeschwindigkeiten etwas erleichtert wird, und weiter entstehen durch übergreifendes Ausmessen der von 10 zu 10 gezeichneten Isohypsen auch nur geringe Schwankungen der Windstärke; ein häufiges Mitteln der einzelnen Werte erübrigt sich fast.

Es mag dahingestellt bleiben, ob diese Methode ver-

bessernd wirkt, denn auf der anderen Seite steht immer wieder die Unsicherheit der Isohypsen. Doch sollte bei der Berechnung der Windwerte aus den mit mehr oder minder großen wahrscheinlichen Fehlern behafteten Zeichnungen, zunächst jede weitere Fehlerquelle vermieden werden. Der in Halle/Leipzig gebräuchliche Maßstab ist in Abbildung 346 dargestellt.

Weiterhin soll ein sehr einfaches Verfahren vorgeschlagen werden, wobei die veränderliche Breite und die Isohypsenkrümmung Berücksichtigung finden. Es läßt sich ein Maßstab derart konstruieren, daß man gleich die Werte 10 H/E der Karte entnimmt, und zwar wieder für den Abstand von jeweils 20 dyn.Metern. Gleichzeitig wird die Entfernung der betrachteten Isohypse von dem gedachten Zentrum des Systems an einem entsprechenden Maßstabe in Werten von 1/r abgelesen, wenn man nicht das von Dr. Egersdörfer vorgeschlagene Verfahren in Anwendung bringt, wobei auf durchsichtigem Papier Kreise mit verschiedenem Radius gezeichnet werden. Mit diesen beiden Zahlen und der Breite geht man in die Tafel 3 von Berg ein. In vielen Fällen führt jedoch schon der Quotient 10 H/E und die Breite zu einer mit den wirklichen Windwerten gut übereinstimmenden Berechnung. Auf die Anführung von Beispielen darf verzichtet werden; die Skalen mit den Werten für 10 H/E und 1/r sind in Abbildung 347 für die im Gebrauch befindlichen Karten im Maßstab $1:8.10^6$ gezeichnet. Es ist zu hoffen, daß die Ermittlung der Gradientwinde mit Hilfe eines dieser einfachen Hilfsmittel im täglichen Flugwetterdienst regelmäßig erfolgt; über den Wert der Berechnung der Höhenwinde braucht zu dem, was bereits an dieser Stelle darüber veröffentlicht worden ist, nichts hinzugefügt zu werden.

L i t e r a t u r

(1) H. Berg: Nomogramme zur Ermittlung des Gradientwindes aus Karten der Topographie bestimmter Isobarenflächen. Erf.Ber.d.

Dtsch.Flugwetterdienstes Folge 8 Nr.18

(2).H.K. Metzler: Ein Geschwindigkeitsmaßstab für den Gradientwind.Erf.Ber.des Dtsch.Flug - wetterdienstes Folge 9 Nr.6.

Nr.19: E. K a n t z e n b a c h und H.K. M ü l - l e r
Ergebnisse der Fahrt des Freiballons"Hanno - ver" am 28. April 1935.

Nr.20: Dr. K. K e i l
W.R.Gregg: Zusammenarbeit im Wetterdienst als wichtiger Sicherheitsfaktor im Luftver - kehr.

Nr.21: Dr. K. K e i l
Ein Beitrag zur Frage des täglichen Ganges der Sicht. Mit Abb. 348 und 349.

Der tägliche Gang der Sicht ist für einige Einzelfälle bereits behandelt worden,ich gebe am Schluß eine Zusammenstellung der bisherigen Veröffentlichungen über diese Frage.Die Praxis ist an ihr lebhaft interessiert, deshalb hatte ich mich bereits 1929/30 einmal mit ihr beschäftigt,(2).Zu einer zusammenfassenden Bearbeitung ist es damals nicht gekommen,nur die besondere Frage der Sichtänderung um die Zeit des Sonnenaufganges wurde in diesem Zusammenhang von Noth und Rühl bearbeitet (4).

Ich hatte seinerzeit bei der Leitung des Flugwetterdienstes Herrn G.Freudenberg gebeten,die zahlenmäßigen Unterlagen für eine eingehendere Bearbeitung des täglichen Ganges der Sicht zu beschaffen.Eine Anfrage aus der Praxis veranlaßt mich jetzt,das vorhandene(wenn auch bescheidene)Material bekanntzugeben,weil es immerhin einige Feststellungen zur Frage des täglichen Ganges zu machen erlaubt.Für die Sichtbeobachtungen in Ziffern der Stufen 0bis9,die von Königsberg,Berlin,Hannover und Köln in den Monaten Mai bis August 1930 gemeldet wurden,wurden Sichtweiten in Kilometern eingesetzt und daraus mittlere Sichtweiten in Kilometern für die einzelnen Stunden

des Tages im Mittel der erwähnten 4 Monate gebildet,das Ergebnis ist in der Abb.348 dargestellt.Man erkennt,daß die Sicht einen einfachen täglichen Gang hat und daß dieser an allen vier Stationen ziemlich gleichmäßig verläuft:das Minimum der Sicht liegt in Königsberg,entsprechend dem früheren Sonnenaufgang früher,als an den weiter westlich gelegenen Stationen,ein Ergebnis,das nach der Arbeit von Noth und Rühl erwartet werden mußte. Das Maximum der Sichtweite liegt in den Abendstunden.

Die Absolutwerte der Sichtweite,die in der Abbildung 348 dargestellt wurden,zeigen untereinander gewisse Unterschiede,die im einzelnen nicht reell zu sein brauchen,zum Teil auch sicher durch die Wetterlage in den Sommermonaten 1930 bedingt sind. Um die Verhältnisse möglichst klar herauszuarbeiten,gebe ich in der Abb.349 den täglichen Gang der Sicht nach stündlichen Beobachtungen ausgedrückt als Abweichung vom Mittelwert.

Als Ergebnis dieser kleinen Zusammenfassung möchte ich feststellen:

1)Wenn man Mittelwerte für die schlechteste und beste Sicht feststellen will,muß man die Beobachtungen aus der Zeit kurz nach Sonnenaufgang und kurz vor Sonnenuntergang miteinander vergleichen.

2)Mittelwerte der Sicht über den ganzen Tag erhält man, wenn man die Beobachtungen aus einer Zeit etwa 5 Stunden nach Sonnenaufgang verwendet.

Bisher erschienene Bearbeitungen:

(1)Malsch, W. Beitrag zur Flugklimatologie Südwestdeutschlands.Erf.Ber.5.Folge, Nr.24.

(2)Keil Dr.,K. Bemerkungen zur Frage der Förderung des Luftverkehrs durch die Meteorologie. Erf.Ber.1.Sonderband, S.20-24.

(3)Weck, F.H. Average visibility at Chicago Airport Monthly Weather Review 58/1930, 204.

(4)Noth, H. Rühl, H. Die Änderung der Sicht um die Zeit des Sonnenaufganges.Erf.Ber.7/1932, 35-43.

(5)Scholl,J.C. Relation between visibility restrictions and auto mishaps in Greenboro.

N.C. Monthly Weather Review 62/1934,453.

(6) Stöbe, W. Ergebnisse 24stündiger Sichtmessungen zu Nürnberg.
Erf.Ber. 6/1931, 71-75.

(7) Peppler, A. Ergebnisse von Sichtmessungen in Karlsruhe mit vergleichenden Untersuchungen
Beitr.z.Phys. der freien Atmosphäre 13/1927, 75.

Nr.22: E. F r a n k e n b e r g e r

Eine einfache Methode zur Bestimmung von Höhenwinden in und über Wolken mittels eines Flugzeuges und eines Peilers. Mit Abb. 350.

In den Erfahrungsberichten des Deutschen Flugwetterdienstes VIII. Folge Heft 17 hat W. Schwerdtfeger eine eingehende kritische Darstellung einer Methode gegeben, Höhenwinde mittels eines Flugzeuges und zweier Peiler durch Standort-Bestimmungen zu messen. Er konnte zeigen, daß zwei günstig zu den Peilern gelegene Gebiete bestehen, in denen der Meßflug ausgeführt werden muß, wenn eine einigermaßen befriedigende Genauigkeit erzielt werden soll. Im folgenden wird ein Verfahren angegeben, bei dem nur ein einziger Peiler benötigt wird, ohne daß die Genauigkeit wesentlich geringer ist als die bei Verwendung zweier Peiler zu erzielende Genauigkeit. Die Vorteile dagegen sind beträchtlich. Einmal wird die bei wolkigem und unsichtigem Wetter bestehende Überlastung der Flughafenpeiler durch das Anfordern von Standortbestimmungen nicht noch weiter vergrößert und zweitens kann eine solche Messung im Ernstfall auch von einem einzelnen Kriegsschiff mit Katapultflugzeug ausgeführt werden. Das Verfahren macht die Verwendung eines im Instrumentenflug erfahrenen Piloten und eines eingeübten Funkers am Peiler zur Voraussetzung.

Der Meßflug geht folgendermaßen vor sich:
Der Pilot fliegt zunächst mit konstanter und bekannter Geschwindigkeit v in A_1 Minuten bis zur Höhe h_1 und zwar

in der Richtung, aus der der Wind in der bodennahen Schicht kommt. Vom Peiler verlangt der Flugbeobachter so rechtzeitig eine QDR-Peilung, daß sie gerade mit dem Ablauf der A. Minute angestellt und abgegeben wird. (Da die Seite der Peilung vorher bekannt ist, genügen zur Peilung selbst wenige Sekunden. Bei dieser, wie auch bei den folgenden Peilungen wird zweckmäßig bereits etwa 20 sec vor Ablauf der in Frage kommenden Zeit mit der Abgabe der Peilzeichen begonnen. Da die Seitenbestimmung fortfällt, kann dann am Peiler das Wandern des Minimum verfolgt und seine Lage für den Ablauf der Zeit angegeben werden. Zur Vermeidung von Schleppfehlern muß eine Festantenne verwendet werden. Zur Erleichterung der Rechenarbeit für die Flugzeugbesatzung werden zunächst nur mißweisende Peilungen verwendet. Die berechneten Winde lassen sich später schnell auf die rechtweisende Rose umrechnen). Diese erste QDR-Peilung α_1 braucht nicht mit dem geflogenen Kurs übereinzustimmen, da ja der Wind meist mit der Höhe dreht. Nach Eintreffen der Peilung α_1 fliegt der Pilot B.-Minuten lang ohne Veränderung der Geschwindigkeit den Kurs $\alpha_1 + 90^\circ$ wieder wird zum Ablauf der B.Minute eine Peilung β_1 angefordert, dabei kehrt gemacht und weitere B.Minuten auf dem Gegenkurs $\alpha_1 - 90^\circ$ zurückgeflogen. Nach Ablauf dieser Zeit muß die dritte Peilung γ_1 abgegeben werden, die natürlich bei dem Fehlen seitlicher Windkomponenten mit der Peilung α_1 übereinstimmen muß. Aus der Fluggeschwindigkeit v und aus den drei Peilungen α_1 β_1 γ_1 läßt sich der mittlere Höhenwind der Schicht vom Boden bis zur Höhe h_1 berechnen.

Jetzt wird zur Messung des Windes der nächsten Höhenschicht geschritten: Das Flugzeug fliegt dazu A_2 Min. lang möglichst entgegen der Richtung des für die vorige Höhenschicht ermittelten Windes bis zur Höhe h_2 und fordert zum Ablauf der A_2ten Minute die Peilung α_2 an, geht hierauf B.Min. lang auf den Kurs $\alpha_2 + 90^\circ$ verlangt die

Peilung β_2 und fliegt darauf wieder B.Min. lang den Gegenkurs $\alpha_2 - 90^\circ$, worauf die Peilung γ_2 angestellt wird. Damit sind die Daten zur Bestimmung des Windes der Höhenschicht $h_2 - h_1$ gegeben. Auch für die folgenden Höhenschichten wird das gleiche Verfahren angewendet.

Die Berechnung des Windes aus der Fluggeschwindigkeit v und aus den Peilungen α_n β_n γ_n.

Die Abbildung 350 zeigt eine Projektion der Flugbahn, wie sie zur Messung des mittleren Windes zweier Höhenschichten aussehen kann.

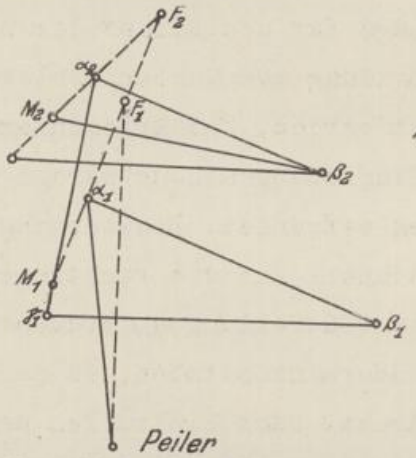


Abb. 350

Bei Windstille würde das Flugzeug auf der punktierten Linie nach A_1 Minuten, ebenso wie nach A_1 + 2B.Minuten auf der punktierten Linie den Punkt F_1 erreicht haben, dessen Entfernung vom Peiler sich aus dem Produkt der Fluggeschwindigkeit v mal A_1 ergibt und dessen Richtung zum Peiler gleich der geflogenen Kursrichtung ist. Unter der Wirkung des mit der Höhe nach rechts drehenden Gegenwindes gelangt jedoch das Flugzeug nach A_1 Minuten zum Punkt α_1 und nach A_1 + 2B Minuten an den Punkt γ_1. Der Windweg während A_1 2B Minuten ergibt sich nach dem Prinzip der Addition der Vektoren aus der Strecke F_1 bis γ_1. Es ist nun bequemer für die Windberechnung, nicht den Punkt γ_1, sondern den Punkt M_1 zu benutzen. Die Strecke F_1 M_1 ist dem Windweg während A_1 + B.Minuten. Die Lage des Punktes M_1 der die Strecke α_1 γ_1 halbiert, läßt sich leicht berechnen. Mit einem hohen Grade von Genauigkeit ist seine Entfernung e_1 gleich

$$e_1 = \frac{B \cdot v}{tg(\beta_1 - \alpha_1) + \beta_1 - \gamma_1}$$

und seine Richtung gleich

$$\frac{\alpha_1 + \gamma_1}{2}$$

Die Strecke F_1M_1 geteilt durch A_1 + B ergibt den Windvektor. In einer maßstäblichen Zeichnung ist seine Richtung gleich der mißweisenden Windrichtung und seine Länge gleich der Windstärke w_1.

Zur Bestimmung des mittleren Windes der nächsten Höhenschicht muss man sich zunächst auf der maßstäblichen Zeichnung den Punkt γ_1 aufzeichnen. Er liegt um die Strecke w mal B über M hinaus in der Richtung F_1 gegen M_1. Von diesem Punkt γ_1 aus fliegt nun das Flugzeug A_2 Minuten lang in der Richtung von F_1 und würde am Schluss der nächsten Messung die Stelle F_2 erreichen, wenn nicht der weiterhin rechtsdrehende Wind vorhanden wäre. Unter dessen Wirkung gelangt es aber an den Punkt γ_2. Wieder lassen sich die geometrischen Orte, nämlich die Entfernung e_2 und die Richtung $\frac{\alpha_2 + \gamma_2}{2}$ des Punktes M_2 berechnen, genau wie bei der vorigen Höhenstufe. Die Verbindungslinie F_2M_2 geteilt durch A_2 + B ist die mittlere Windstärke der Schicht von h_1 bis h_2. So lassen sich die Winde von beliebig vielen Höhenstufen berechnen.

Fehlerbetrachtungen und die günstigsten Daten.

Fehler in der Windmessung werden bei der vorliegenden Methode hervorgerufen durch:

1.) ungenaue Einhaltung der Fluggeschwindigkeit,
2.) ungenaue Einhaltung des Kurses,
3.) durch die Ungenauigkeit der Peilung und
4.) durch die ungenaue Einhaltung der Flugzeiten (Kurven)

Zu 1). und 2).

Unsere Flugzeugführer haben durch die Erfahrungen bei ZZ-Landungen gelernt, genauen Kurs innezuhalten, wobei zur Richtungskontrolle weniger der Kompass als der Wendezeiger

benutzt wird. Wenn in der Maschine ein Fernkompaß eingebaut ist, dürften die Kursabweichungen daher nicht merklich in Erscheinung treten. Auch die Geschwindigkeit des Flugzeuges läßt sich heute durch einen erfahrenen Piloten auf etwa 2% konstant halten. Dadurch steht von vornherein fest, daß auch die Windmessung nicht genauer sein kann als ± 2%, selbst wenn keine Peilfehler auftreten.

Zu 3).

Die Peilungen unserer Flughafenpeiler haben eine Genauigkeit von etwa ± 0.5 Grad, falls nicht zur Zeit des Sonnenauf- und Unterganges gearbeitet wird. Diese möglichen Peilfehler verhindern die genaue Bestimmung der Entfernung und der Richtung der Punkte M_n. Es ist zweckmäßig, die Messungen so auszuführen, daß die entstehenden absoluten Fehler in der Entfernungsbestimmung gleich werden dem absoluten Betrag des durch die Entfernung e und durch den möglichen Peilfehler bestimmten Bogens. Dann nämlich werden beide Windkomponenten mit etwa gleicher Genauigkeit gemessen. Diese Bedingung ist am besten erfüllt, wenn die seitliche Flugstrecke etwa gleich der Entfernung der Punkte M_n ist.

Zu 4).

Die ungenaue Einhaltung der Flugzeiten und Geschwindigkeiten, die besonders leicht beim Kurven auftreten kann, verursacht ebenfalls Fehler der Windmessung, deren Betrag je nach der Übung des Piloten verschieden groß sein wird. Es ist ein glücklicher Zufall, daß auch diese Fehler nicht größer werden als die unter den anderen Punkten angegebenen Fehler, wenn die oben benannte Bedingung erfüllt ist, daß der Winkel $\frac{\alpha_n + \gamma_n}{2} - \beta_n$ etwa gleich 45° wird.

Es empfiehlt sich, bei dieser Meßmethode nicht zu wenig Einzelmessungen, also nicht zu große Höhenstufen zu wählen, da die Berechnung des mittleren Windes von

der Voraussetzung aus geht, daß in der Höhe h_n der gleiche Wind herrscht wie in der ganzen Höhenschicht von h_{n-1} bis h_n. Vielleicht ergeben die Versuche, daß es auch während des seitlichen Fluges möglich ist, die Höhe zunächst B. Minuten lang auf h_{n-1} zu verringern und dann B.Minuten lang wieder auf h_n zu steigern, ohne die Geschwindigkeit zu verändern.

Oben wurde berechnet, wie das günstigste Verhältnis zwischen der Entfernung und der seitlichen Flugstrekke ist. Der absolute Betrag dieser Daten richtet sich nach der für die Messung verfügbaren Zeit. Soll für die Messung keine größere Zeit benutzt werden, als bei einem Wetterflug, so wählt man B am besten gleich 3 Minuten. Bei längeren Zeiten fallen allerdings die Ungenauigkeiten der Zeitmessung nicht so schwer ins Gewicht. Die Zeiten A richten sich dann am besten nach der Windstärke,die am Boden, bezw. in der vorigen Höhenschicht gemessen wurde. Die Tabelle 1 zeigt, wie die Zeiten A bei B = 3 Minuten von der Windstärke abhängen. Es ist dabei zwischen der ersten Zeit A_1 und den weiteren Zeiten A_n für die folgenden Höhenstufen unterschieden. Da nämlich nach Schluß der ersten Messung bereits ein gewisser Abstand des Flugzeuges vom Peiler besteht, brauchen für die folgenden Höhenstufen die Zeiten des Fortfluges nicht mehr so groß zu sein. In der Tabelle sind außerdem die Gesamtzeiten für die Messungen der einzelnen Höhenschichten angegeben. Man erkennt aus der Tabelle, daß ein schnell steigendes Flugzeug (W 34) verwendet werden muß, wenn die Messung der Höhenwinde bis zu 5-6 km Höhe in einer Stunde beendet sein soll. Werden die in der Tabelle zu Grunde gelegten Größen für A und B innegehalten, so kann bei genügender Übung des Personals mit einer Genauigkeit der Windmessung von $\pm$ 4 km pro Stunde für die erste Messung und etwa $\pm$ 8 km pro Stunde bei den folgenden Höhenstufen gerechnet werden. Bei einer Ausgleichung der Windwerte dürfte sich die Genauigkeit noch erhöhen.

Anforderungen, die an die Maschine zu stellen sind.

Es war schon erwähnt, daß das zu verwendende Flugzeug mit einer Festantenne ausgerüstet werden muß und daß seine Steigleistung nicht zu klein sein darf. Weiter wäre die Anbringung eines Morellwindmessers im Blickfeld des Führers zu empfehlen, damit auch in größeren Höhen die Geschwindigkeit genau gemessen werden kann. Die Verständigung zwischen Führer und Beobachter würde wesentlich erleichtert, wenn beide nebeneinander sitzen könnten. Die Maschine muß kursstabil sein. An Bord des Flugzeuges und an der Peilstelle müssen Stoppuhren zur Verfügung stehen.

Tabelle 1

Wind in km/h	A	A	Meßdauer 1.Messung	Meßdauer übrige Messungen
	Min.	Min.	Min.	Min.
20	5	2	11	8
40	6	3	12	9
60	7	4	13	10
80	8	5	14	11
100	9	6	15	12

Nr.23: H. Berg und R. Seeger
Ein neues Temperatureichgerät für Flugzeugmeteorographen. Mit Abb. 351 - 355.

Infolge der Einfachheit und Billigkeit des Verfahrens wird die Flüssigkeitseichung mit Alkohol und Kohlensäure stets neben der Eichung in strömender kalter Luft bestehen bleiben. Geeignete Eichgeräte sind indessen nur selten beschrieben worden. Bei der Einrichtung der Wetterflugstelle Köln im Juli 1934 mußte daher das Temperatureichgerät vollkommen neu entwickelt werden, zumal die von Firmen angebotenen Geräte entweder sehr kostspielig oder ungeeignet waren.

Folgende Anforderungen sind an ein Eichgerät zu stellen:

1). Die Temperatur der Eichflüssigkeit muß für eine gewisse Zeit konstant gehalten werden können, um unabhängig zu sein von einer Verschiedenheit in der Einstellgeschwindigkeit der Quecksilbervergleichsthermometer und des Bimetalls.

2). Eine Temperaturschichtung darf sich während dieser Zeit nicht ausbilden.

3). Die Instrumente müssen gut zu beobachten sein.

4). Es müssen Zeitmarken angebracht werden können.

5). Alle temperaturanzeigenden Teile sollen in die Eichflüssigkeit eintauchen.

6). Es sollen mindestens 2 Instrumente gleichzeitig in einem Arbeitsgang zu eichen sein.

Punkt 1. und 6. werden gleichzeitig erfüllt durch Benutzung einer größeren Flüssigkeitsmenge, Punkt 2. dadurch, daß ein Rührwerk den Flüssigkeitsstrom turbulent erhält. Die Überlegungen führten schließlich zum Entwurf folgenden Gerätes (vgl. die Abbildungen 352 - 355).

Ein mit Messingblech ausgekleideter Holzkasten mit einer Grundfläche von 33 x 33 cm dient zur Aufnahme von 12 bis 15 Liter Spiritus. Die beiden Stirnwände sind gerade, die beiden versteiften Seitenwände etwa unter 60° geneigt und über die Deckplatte des Kastens überstehend. Auf diese Seitenwände kann je ein Meteorograph so gelegt werden, daß der überstehende Rand dessen Grundplatte auf der Oberkante der Seitenwand aufliegt und die Bimetall - lamelle und die Gelenke der Schreibhebel völlig in die Flüssigkeit eintauchen. Die Deckplatte besitzt zu diesem Zweck zwei rechteckige, der Größe der Meteorographen entsprechende Ausschnitte. Eine Wandhälfte des Meteorographenhüllrohres muß während der Eichung abgenommen werden. Es hat sich bei häufigen Vergleichen mit Quecksilber - thermometern (während des Fluges) nach der von R a e t h j e n vorgeschlagenen Methode gezeigt, daß diese Eintauch-

tiefe völlig genügt. Die Abweichungen gegenüber der mit Quecksilberthermometer gemessenen Lufttemperaturen bleiben unregelmäßig streuend innerhalb der Ablesefehler.Ein turbulenter Flüssigkeitsstrom wird vermittels eines Rührwerkes A mit vierflügeligem Schaufelrad erzeugt. In der Deckplatte sind drei Öffnungen B zur Aufnahme von Thermometern vorgesehen, außerdem eine weitere größere Öffnung C zum Einfüllen der festen Kohlensäure. Bei einer Neuanfertigung dürfte es sich empfehlen, über diese Öffnung einen Schacht von 5 cm Höhe aufzusetzen, um das Überkochen der Flüssigkeit, das beim Einwerfen der Kohlensäure bei einer bestimmten Ruhestellung des Schaufelrades sonst eintritt, zu verhindern. Außerdem läßt sich leicht eine weitere Verbesserung anbringen, die auf den Abbildungen bereits angedeutet ist: In die Vorderwand wird zweckmäßigerweise ein Schauglas eingesetzt.Seitlich läßt sich durch eine Durchbohrung E ein Vergleichsthermometer D wasserdicht einführen und durch die Glasscheibe beobachten. Dadurch, daß so das ganze Toluolthermometer von der Eichflüssigkeit umspült wird, wird der Fehler des herausragenden Fadens vermieden. Dieser Fehler ist bei Toluolthermometern sonst recht erheblich.

Der Verbrauch an Eichmaterial ist gering. Die an sich beträchtliche Menge Spiritus kann immer wieder benutzt werden. Der Bedarf an Trockeneis beträgt etwa 5kg für eine Eichung von zwei Meteorographen bis -50°.Dabei macht das Erreichen dieser Temperaturen keine Schwierigkeiten. Ein Abschrecken der Instrumente wird vermieden; auch der Anstieg kann beliebig langsam vor sich gehen.

Bei der Ausführung für die Wetterflugstelle Köln (vgl.Abbildung 351) wurden die Holzteile einschließlich des Schaufelrades aus Buchenholz hergestellt, die mit der Flüssigkeit in Berührung kommenden Teile (Kasteninneres) mit Messingblech verkleidet. Welle und Führung des Rührwerkes bestehen aus Messing. Das Gerät wurde von der Schreinerei J. V o s s e l in Roetgen, Bez.Aachen,

zum Preise von RM 38.-- geliefert.

Nr.24: Otto D i n k e l a c k e r
Auswertung der Fahrt des Freiballons"NOMOTTA"
am 10.11.1935.

Nr.25: Erhard M ä r z
Bericht über einen Streckenerkundungsflug
Halle/Leipzig-Frankfurt/M. und zurück.
Hinflug: 31.8.35 17^{25} - 18^{36}
Rückflug: " 18^{51} - 19^{49}
Mit Abb. 356 - 359.

a) Großwetterlage:

Schon seit dem 29.8.35 lag über Schottland eine Depression.Im hohen Norden setzte Druckfall ein, und so hatte es den Anschein,als ob diese Depression nach N.abziehen würde. Auf ihrer Rückseite wurde aber am 29.8. frische mPK in das Strömungssystem einbezogen, was zu verstärktem Druckgradienten und sehr ergiebigen Regenfällen ganz nahe am Zentrum der Zyklone (vom 29.8. 8 Uhr bis 30.8. 8 Uhr: Holyhead 12mm, Malinhead 17mm, Blacksod Point 19mm) führte. Dadurch erhielt das Bewegungsfeld der Zyklone nach der Theorie von Refsdal /1/ eine zusätzliche Beschleunigungskomponente, und es wurde von SW her über die Biscaya und das östliche Kanalgebiet feuchte maritime Warmluft herangeholt, die ihrerseits zur Bildung einer bis nach Hamburg reichenden V-förmigen Teildepression Anlaß gab.

Demgegenüber lag bei den Ostalpen ein Hoch, von dem schwache südliche Winde nordwärts in das Tief einströmten.

Bei Systeme, das Tief über Schottland mit dem Teiltief über der Nordsee und das Hoch über Polen, Ungarn, stellten zusammen am 31.8. 8 Uhr eine ausgesprochene Südföhn-Wetterlage /2/ dar, und es ist erklärlich, das Süddeutschland fast wolkenloses, trockenes Wetter hatte, während über Nordwestdeutschland anhaltend kräftiger Regen niederging. Eine über Holland liegende Kaltfront ließ für Mitteldeutschland Übergang in Schauerniederschläge erwarten

b) Wetterlage über dem Gebiet der Flugstrecke unmittelbar vor dem Start:

Nach der 14-Uhr-Karte (Abbildung 356) lag die unter a) erwähnte Kaltfront auf der Linie Hamburg - Bodenwerder - Kahler Asten. Die Bodenwinde und die Isobaren zeigten deutlich frontalen Charakter, was eine noch unverminderte Aktivität der Kaltfront vermuten ließ. So war anzunehmen, daß zur Zeit des Starts der südliche Frontteil bis zum Werra-Fulda-Gebiet vorgedrungen sei, und demzufolge mußte auf dem zweiten Teil der Strecke mit leichter Schauertätigkeit, zumindest aber mit zunehmender Böigkeit gerechnet werden.

Die Höhenwinde kamen einheitlich aus 250 - 270° oberhalb 1000 m und hatten um 14 Uhr eine Geschwindigkeit von 40 km/h in 1000 m und 75 km/h in 3000 m.

Diese Messungen sprachen ebenfalls für ein unvermindertes Vordringen der Kaltfront nach E. Unterhalb 1000 m herrschten ganz deutlich südlichere Winde (besonders Erfurt und Frankfurt: 220 - 230°) mit nur 20bis 30 km/h. Es wurde dies bei Beurteilung der Lage in erster Linie auf die Hinderniswirkung der Mittelgebirge und erst in zweiter Linie auf den Einfluß des Hochs im SE zurückgeführt. Darin lag aber gerade, wie unter f) gezeigt wird, der Fehlschluß für die Beratung.

Die letzten Streckenmeldungen von 17 Uhr enthielten keinerlei Meldungen über Störungen oder stärkere Böigkeit, aber dennoch wurde an der Diagnose festgehalten, und die mündliche

c) Streckenberatung nach den geschilderten Gesichtspunkten erteilt. Schriftlich fixiert hatte sie folgende Form:

"Aufgelockerte Cumulusbewölkung oberhalb 1000 m. Ab Thüringer Wald vereinzelt Schauertätigkeit mit Wolkenuntergrenze in 4 - 600 m. Bodenwinde: bis Thüringer Wald aus SSW 20 km/h, ab Thüringer Wald zunehmende Böigkeit und mäßige Winde aus W mit 25'30 km/h. Höhenwin-

de: in 1000 m aus 250° und 35 - 40 km/h, unmittelbar vor Schauergebieten 220° und mindestens 45 km/h. Sicht: in Schauergebieten 10 km, sonst über 30 km.

d) Beobachtungen während des Hin- und Rückfluges:

Hinflug:

Beim Abflug herrschte über Schkeuditz 8/10 Cu und Stcu-Bewölkung in 1000 m mit einigen Acu-lent im W. Die Sicht in Richtung Halle betrug nur 15 km, was, abgesehen von der normalen Sichtverschlechterung bei Blickrichtung gegen die Sonne, auf eine von W herankommende wärmere opake Luft schließen ließ.

Über Laucha zeigte sich auffallend starke Auflokkerung der Cu-Bewölkung (nur noch 5/10). Die Böigkeit nahm zu, was zum Teil mit der Orographie zusammenhing, denn Cu-Quellungen waren nicht vorhanden, aber auch durch Turbulenzkörper verursacht sein konnte, wie sie in der im Profil (Abbildung 358) dargestellten Mischzone zwischen Kalt- und Warmluft auftreten. Nach Überfliegen der Finne, des etwa 300 m hohen Geländerückens am rechtsseitigen Ufer der Unstrut, ging über Bad Rastenberg die Cu-Bewölkung mehr und mehr zurück, und bei Erfurt war es fast wolkenlos. Die Ausläufer des Thüringer Waldes verursachten wieder leichte Böigkeit. Die Schrägsicht ging zurück auf etwa 15 km, die Gebäude des Inselberges waren aber deutlich zu erkennen, und so war die Sichtverschlechterung lediglich eine Folge der erhöhten Luftfeuchtigkeit über den Waldgebieten. In 900 m Höhe NN wurde der Rennsteig überflogen.

Merkwürdigerweise nahm ab Thüringer Wald die Bewölkung nicht zu. Über Schmalkalden und dem Werra-Tal war es wolkenlos; über der Wasserkuppe zeigten sich einige Schönwettercumuli, und im Fulda-Tal traten 3/10 Cu in Reihenanordnung auf. Bei Schlüchtern (18^{21}) war der südliche Halbraum wolkenlos und im nördlichen lag dichtere (5/10) Cu-Bewölkung. Von Büdingen aus wurde der Taunus mit Feldberg sichtbar in starkem Dunst. Auffallend

war, daß über dem Taunusgebiet eine scharf nach SE abgegrenzte dichte Stcu-Schicht lag. Hanau und Frankfurt selbst hatten 3/10 Schönwettercumuli.

Während des 15-minütlichen Aufenthaltes in Frankfurt nahm die Cu-Bewölkung weiter auf 1/10 ab.Die scharf abgegrenzte Stcu-Schicht über dem Taunus blieb unverändert.

Rückflug:

Während des Rückfluges wurden die gleichen Bewölkungsverhältnisse angetroffen wie hinwärts. Zur Bestätigung dieser, der gegebenen Streckenberatung widersprechenden Wolkenbeobachtungen wurden nachträglich aus den 17-Uhr-Beobachtungen die Angaben über Gesamtbedeckung in einer Karte (Abbildung 357) dargestellt. Deutlich geht aus ihr hervor, wie der Flug (punktierte Gerade)mehr und mehr in fast wolkenloses Gebiet führte.

Nördlich von Meiningen konnte 19^{22} in Blickrichtung mit der Sonne der zwar häufig auftretende, aber selten in so satter Grünfärbung erscheinende Dämmerungsbogen beobachtet werden. Die Flughöhe betrug 1400 m. In etwa 1200 m lag die obere Grenze der Bodendunstschicht, und darüber erschien hell= bis blaugrün der Dämmerungsbogen. Er ist eine Dispersionserscheinung und darum bei stärkerem Dunst besonders gut sichtbar. Hinzu kommt der durch den Flug gegebene hohe Beobachtungsstandpunkt,der bekanntlich, je höher er liegt, desto intensiver die Gegendämmerung erscheinen läßt. Theoretisch soll die Gegendämmerung am intensivsten etwa 12 Minuten nach Sonnenuntergang zu beobachten sein. Für Meiningen fällt der Sonnenuntergang am 31.8. auf 19^{07} Uhr. 19^{22} war der Dämmerungsbogen besonders gut zu sehen, und so ergibt die Beobachtung auch zeitlich eine erfreuliche Übereinstimmung.

Die Landung erfolgte 19^{49}, 8 Minuten nach dem Ende der bürgerlichen Dämmerung über Schkeuditz.

e) Kritik.

Das angetroffene Streckenwetter entsprach der gegebenen Beratung nicht. Es kann aber dem Meteorologen, der die Beratung abgegeben hat, damit kein Vorwurf gemacht werden, denn nach 14 Uhr ist, wie unter f)gezeigt werden soll, in den Strömungsverhältnissen eine Veränderung eingetreten, die erst mit Hilfe kleinerer Nebenkarten nachgewiesen werden konnte, für den Meteorologen aber aus der ihm zur Verfügung stehenden 14-Uhr-Karte und den übrigen Beobachtungen nicht ohne weiteres erkennbar war.

f) Erklärung des Unterschiedes zwischen dem bei der Beratung gegebenen und dem tatsächlich vorgefundenen Streckenwetter:

Bis zum Thüringer Wald läßt sich die mehr und mehr abnehmende Bewölkung als Leewirkung am Gebirge erklären. Daß aber ab Thüringer Wald nicht die geringste Schauerbewölkung und auch keine zunehmende Böigkeit beobachtet wurde, hat seinen Grund in einem unerwartet eingetretenen Abgleiten oberhalb der Kaltluft.

Unter b) wurde gesagt, daß die Kaltfront um 14 Uhr durchaus noch frontalen Charakter hatte, und der eventuelle Einwand, die Front habe garnicht bestanden, kann mit dem Profil (Abbildung 358) entschieden widerlegt werden, worin die Unterschiede der äquivalent-potentiellen Temperatur von 7° deutlich die von W heranrückende Kaltluft anzeigen.

Eine genauere Durchsicht der Höhenwinde, besonders derjenigen in der abgehobenen Warmluft, ließ erkennen, daß die Warmluft mit größerer Geschwindigkeit sich bewegt als die Kaltluft in gleicher Höhe. Die Kaltluft wurde also schon durch die westlichen Gebiete des Mittelgebirges abgebremst, während die Warmluft unter dem Einfluß des südöstlichen Hochs in gleicher Stärke weiter wehte. Danach ist anzunehmen, daß die ursprüngliche Einbruchsfläche zur Abgleitfläche geworden ist. Den einwand-

freien Nachweis dafür liefert die Theorie von Dengel [3]. Nach seiner Theorie verursacht eine Temperaturverteilung zusammen mit vertikalen Beschleunigungsdifferenzen eine Gleitbewegung in der Atmosphäre, und es ist umgekehrt möglich, durch zeitliches Drehen der Isothermen Vorgänge des Auf- oder Abgleitens in der Atmosphäre nachzuweisen. Die Isothermen von 19 Uhr (Abbildung 359) vergli - chen mit den Isothermen von 14 Uhr zeigen über dem Rhein offensichtlich ein Drehen im Uhrzeigersinn, und dieses ist nach der Theorie von Dengel ein eindeutiges Merkmal für "Abgleiten". Es ist natürlich zu beachten, daß für 17 Uhr die Isothermen von 14 Uhr ostwärts verschoben werden müssen, so daß zur Zeit des Fluges die Abgleit - fläche gerade über dem rechtsrheinischen Schiefergebirge und dem unteren Maintal gelegen haben muß. Dieser Abgleitvorgang hat zu fast vollkommener Wolkenauflösung im ursprünglichen Einbruchsgebiet geführt.

g) Folgerung:

Dieses Beispiel zeigt wieder, daß besonders starke Winde im Warmsektor stets besonders Beachtung verdienen, und wäre bei der Beratung darauf geachtet und der dafür wichtige Einfluß des Hochs im SE beachtet worden, so hätten vielleicht die gewöhnlichen Unterlagen genügt, eine Fehlberatung zu vermeiden.

Schrifttum:

[1] A. Refsdal: Zur Thermodynamik der Atmosphäre./Geofysiske Publikasjoner 1932, Vol IX Nr. 12

[2] L. Lammert: Mittlerer Zustand der Atmosphäre bei Südföhn. /Veröff.d.Geophys. Institut d.Univ.Lpzg.1920, Bd. 2 Nr. 7

[3] O. Dengel: Über Wolkenbildung infolge Druckänderungen im Temperaturfeld. /Gerl. Beitr.1933,H. 2.

Nr.26: W. H a r t m a n n

Die Ermittelung der Vertikalbewegung aus der Strömung. Mit Abb. 360 - 363.

In der flugmeteorologischen Praxis ist für die Befliegbarkeit von Strecken für Maschinen ohne Funkentelegraphie vor allem die Wolkenhöhe bedeutsam. Dabei sind für den deutschen Flugbetrieb zwei Fälle von Wichtigkeit. Für das Flachland wird die Beantwortung der Frage, wann eine niedere Wolkendecke auf etwa 300 m ansteigt, oft nötig sein. Die Überfliegung der mitteldeutschen Berg - länder ist erst bei einer Wolkenhöhe von 6 - 700 m mit Sicherheit gewährleistet. Es wird also auch oft die weitere Frage erhoben werden, ob ein Ansteigen der Wolken - höhe bis auf 600 m zu erwarten ist. Diese Fragen müssen meistens schon zu einer Zeit beantwortet werden, wenn noch keine Flugzeugaufstiege vorliegen. Dagegen sind oft schon eine ganze Reihe von Pilotvisierungen vorhanden.Es besteht also durchaus die Möglichkeit, Untersuchungen über die Strömungsvorgänge vorzunehmen und daraus Schlüsse wenigstens für die flugmeteorologisch wichtigsten Schichten zu ziehen. Nun läßt absteigende Bewegung an der Wolkengrenze Ansteigen der Wolkenhöhe erwarten. Aufsteigende Bewegung veranlaßt ein Absinken der Wolkendecke oder wenigstens kein Ansteigen. Natürlich ist der Vor - gang der Wolkenbildung und Auflösung kein rein dynami - scher Vorgang. Es spielen noch thermodynamische und aerokolloidale Vorgänge eine wesentliche Rolle. Aber diese sind noch nicht faßbar, so daß es zunächst schon eine Förderung bedeutet, wenn ein Teil der Ursachen erfaßt werden kann, nämlich die vertikale Bewegung aus dynamischen Ursachen.

Die folgenden Ausführungen stellen nun nichts grundlegend Neues dar. Ihre ursprüngliche Entwickelung fin - det sich schon in Bjerknes' Dynamischer Meteorologie und Hydrographie [1]. Sie ist hier vereinfacht und weniger allgemein als dort für die Zwecke der meteorologischen

Praxis dargestellt. Durch Beschränkung auf die gerade wichtigsten Schichten läßt sich bei guter Vorbereitung durch Vereinfachung der nötigen Hilfsmittel innerhalb einer Stunde ein Einblick in die Vertikalbewegung über Deutschland gewinnen.

Wir wollen dabei, wie es schon Bjerknes getan hat, unsere Fragestellung in zwei Teilprobleme zerfällen.

Die erste Aufgabe ist die Bestimmung der "erzwungenen" Vertikalbewegung. Sie ist orographisch bedingt und daher für eine gegebene Geländegestaltung ableitbar. Hier liegen noch Fragestellungen vor, die im Rahmen flugmeteorologischer Untersuchungen erledigt werden müssen. Sie werden manche klimatologische Eigentümlichkeiten erklären. Bisher liegen nur wenige Versuche vor, den Einfluß von Bergländern auf die Strömung festzustellen [2].

Wir wollen von dieser "erzwungenen" Vertikalbewegung absehen, da die Grundlagen dazu noch nicht vorhanden sind. Uns wird mehr die "freie" Vertikalbewegung beschäftigen, wie sie in der freien Atmosphäre auftritt. Da wir aber von der beobachteten Strömung selbst ausgehen, die in den Schichten, die uns interessieren, sicher noch vom Erdboden beeinflußt ist, erhalten wir eigentlich eine Mischung von freier und erzwungener Vertikalbewegung.

Wir gehen bei unserer Betrachtung von der Kontinuitätsgleichung aus:

$$\frac{\partial(\varrho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\varrho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\varrho w)}{\partial z} + \frac{\partial \varrho}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

worin u, v, w die Komponenten der Strömung in den Achsenrichtungen x, y, z und ϱ die Dichte bedeuten, t die Zeit.

Für die stationären Zustände, die wir nur betrachten, ist $\frac{\partial \varrho}{\partial t} = 0$, d.h. es findet keine zeitliche Dichteänderung statt. Die Gleichung ist bezogen auf die Volumeinheit.

Wenn wir noch annehmen, daß die Luft inkompressibel ist, so ist ρ unabhängig von x, y, z. Da ρ in diesem Falle eine Konstante wird, können wir unsere Gleichung vereinfacht schreiben:

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} = 0. \quad \text{Oder}$$

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} = -\frac{dw}{dz} \quad . \quad (2)$$

Aus der Geschwindigkeit in der x- und in der y-Richtung können wir also die Geschwindigkeit in der z-Richtung, in der Vertikalen, berechnen.

Zur Verfügung steht uns der Geschwindigkeitsvektor in den verschiedenen Höhenschichten unserer Beobachtungen. Um die Vertikal-Geschwindigkeit zu erhalten, müssen wir zunächst den Vektor in seine Komponenten zerlegen. Wir haben dann für jede Höhenschicht zwei Komponentenfelder und können aus jedem getrennt die sich ergebende Vertikalbewegung bestimmen. Da jedes Komponentenfeld nur eine Komponente enthält, so können wir die Gleichung (2) für das Feld der x-Komponenten schreiben:

$$\frac{du}{dx} = \left(-\frac{dw}{dz}\right) \qquad \text{und} \qquad \frac{dv}{dy} = \left(-\frac{dw}{dz}\right)$$

$$\frac{dv}{dy} = 0 \qquad\qquad \frac{du}{dx} = 0$$

für das Feld der y-Komponente. Die Gesamtänderung der Vertikalbewegung $\frac{dw}{dz}$ erhalten wir also durch Addition der beiden Teilkomponenten. Es ist also

$$-\frac{dw}{dz} = \left(-\frac{dw}{dz}\right) + \left(-\frac{dw}{dz}\right)$$

$$\frac{dv}{dy} = 0 \qquad\qquad \frac{du}{dx} = 0$$

In der Praxis ergibt sich damit folgender Arbeitsgang:

1) Zerlegung des Windes in seine Komponenten:
Wir wählen als x-Achse die Westostrichtung, als y-Achse Süd-Nordrichtung. Damit wird die Westostrichtung positiv gerechnet, ebenso die Südnordrichtung. Die Zerlegung des Windvektors selbst kann graphisch geschehen. Auf Mil-

limeter-Papier wird eine Windrose mit konzentrischen Kreisen gezeichnet, deren Abstand 1 cm beträgt. Auf diesem Blatt läßt sich die Komponentenzerlegung leicht vornehmen. Bequemer und zeitsparender ist die Benutzung einer Tabelle. In der beigefügten Tabelle 1 ist die Komponentenzerlegung für die 32- teilige Windrose und für Geschwindigkeiten von 1 - 24 m/sec ausgeführt. Die Westkomponente ist dabei über der Südkomponente angeordnet.

2) Bestimmung von $\frac{du}{dx}$ und $\frac{dv}{dy}$.

Die der Tabelle entnommenen Komponenten werden in je ein Blatt 1 : 10 Mill. eingetragen; wir zeichnen dann die Linien gleicher Geschwindigkeit, die Isotachen. Zur einfachen Bestimmung von

$$\frac{du}{dx} \quad \text{und} \quad \frac{dv}{dy}$$

wählen wir

$$dx = dy = 1 \text{ cm}.$$

Für den Maßstab der Karte bedeutet das also 100 km oder 10^5 m. Mit einem cm - Maßstab messen wir jetzt das Feld aus. Die Zahl der Meter - Linien auf einen cm ergibt unser

$$\frac{du}{dx} \quad \text{bezw.} \quad \frac{dv}{dy}.$$

Die negativen Werte dieser Zahlen stellen addiert das $\frac{dw}{dz}$ dar.

Wir hatten die positive x-Richtung von West nach Ost laufen lassen, die positive y-Richtung von Süd nach Nord. Ist nun

$du = u_2 - u_1 < 0$, so ist $\left(- \frac{dw}{dz} \right) \frac{dv}{dy} = 0$

negativ und umgekehrt. Das Entsprechende gilt für $v_2 - v_1$. Dabei ist die Zählung der Indizes auf der x-Achse von links nach rechts vorzunehmen, auf der y-Ach-

se von unten nach oben. Die Summe beider $\frac{dw}{dz}$ ergibt die Vertikalbewegung in relativem Maß. Sie in absolutem Maße zu kennen, ist nicht unbedingt nötig, da wir die aus thermischen Ursachen entstandene Vertikalbewegung ohnehin nicht berücksichtigen. Für unsere Maßstäbe wird, wenn wir für dz als Höhenschicht 100 m annehmen, $\frac{dw}{dz}$ durch Multiplikation mit 10^{-3} in m/sec ausgedrückt.

3) Die Bestimmung von $\frac{dw}{dz}$ erfolgt also in der Weise, daß die getrennt bestimmten Komponenten, mit dem negativen Vorzeichen versehen, addiert werden. Sie werden in ein neues Blatt zur Untersuchung der Verteilung der Vertikalbewegung über einem größeren Gebiet eingetragen.

Beispiel:

Als Beispiel wurde der 10. Oktober 1935 gewählt. Die Gesamtwetterlage: Am Südrande einer nordatlantischen Störung über den Faröer bildete sich eine Randstörung aus. Deutschland hatte schon in geringen Höhen stürmischen Südwestwind. Über England war bereits Westnordwestwind zu erkennen. Die Strömung geht aus den beiden Strömungskarten (Abbildung 360 und 361) hervor. Dabei bedeutet jede lange Feder 2 Doppelmeter je Sekunde. Die Komponentenfelder für 500 und 1000 m sind in Abbildung 362 und 363 dargestellt. Schon die Komponentenfelder zeigen interessante Einzelheiten. So zeigt die Westkomponente in 500 m ihre größte Geschwindigkeit nördlich des mitteldeutschen Berglandes, in dem Gebiet zwischen Weser und Oder. Die Südhänge des rheinischen Schiefergebirges zeigen eine abermalige Verstärkung. Die Südkomponente in 500 m hat ihre Höchstwerte ebenfalls nördlich der Mainlinie. Es läßt sich dabei also der Einfluß des Gebirges erkennen. Die Geschwindigkeit beider Komponenten sind im Flachlande am größten.

In der 1000 m - Schicht reicht die starke Westkom-

ponente bis in das Thüringer Becken hinein, ebenso ist am Südhang des rheinischen Schiefergebirges eine erneute Verstärkung der Westkomponente zu finden. Die größte Geschwindigkeit der Südkomponente in 1000 m liegt über dem Harz und nördlich davon.

Die in 500 m bereits über England vorhandene Nordkomponente ist auch in 1000 m festzustellen. Die Grenzfläche zwischen der Nord- und Südströmung verläuft fast nordsüdlich, so daß nur eine geringe Konvergenz zwischen beiden Strömungen auftritt.

Die resultierende Vertikalbewegung ist in den Strömungskarten (Abbildung 360 und 361) eingetragen. Wir finden in 500 m ein großes Gebiet mit absinkender Bewegung über Südwest- und Nordwestdeutschland und ein zweites über Ostpreußen, aufsteigende Luftbewegung liegt über der südlichen Nordsee und England und über Südost- und Süddeutschland. In 1000 m bleibt dasselbe Bild erhalten, nur verlagert das Gebiet stärksten Absinkens auf die Linie Württemberg - Südhannover - Schleswig - Holstein. Auf Grund dieses Befundes in der 500- und 1000 m - Schicht konnte das Ansteigen der Wolkenhöhen über dem mitteldeutschen Berglande vorhergesagt werden. Bis 14 Uhr sind sämtliche mitteldeutschen Berggipfel trotz der noch wehenden stürmischen Südwestwinde wolkenfrei mit Ausnahme des Brockens, der in Wolken gehüllt bleibt.

1) V. Bjerknes: Dynamische Meteorologie und Hydrographie, 1913, II, S. 133, ff.

2) G. Baumann: Strömungseinfluß des mitteldeutschen Gebirgsrandes und seine Bedeutung für die Flugmeteorologie dieses Gebietes. Arch. d. Seewarte, 49, Nr. 9. 1931.

3) L. Lammert: Die freie Atmosphäre bei Südföhn,
Meteorologische Zeitschrift 37
1920. S. 349.

Tabelle 1 (a)

zur Zerlegung des Windes in Komponenten.

r \ v m/s.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	-0.2	-0.4	-0.6	-0.8	-1.0	-1.2	-1.4	-1.6	-1.8	-2.0
	-1.0	-2.0	-2.9	-3.9	-4.9	-5.9	-6.9	-7.9	-8.8	-9.8
2	-0.4	-0.8	-1.1	-1.5	-1.9	-2.3	-2.7	-3.1	-3.4	-3.8
	-0.9	-1.8	-2.8	-3.7	-4.6	-5.5	-6.5	-7.4	-8.3	-9.2
3	-0.6	-1.1	-1.7	-2.2	-2.8	-3.3	-3.9	-4.4	-5.0	-5.6
	-0.8	-1.7	-2.5	-3.3	-4.2	-5.0	-5.8	-6.7	-7.5	-8.3
4	-0.7	-1.4	-2.1	-2.8	-3.5	-4.2	-4.9	-5.7	-6.4	-7.1
	-0.7	-1.4	-2.1	-2.8	-3.5	-4.2	-4.9	-5.7	-6.4	-7.1
5	-0.8	-1.7	-2.5	-3.3	-4.2	-5.0	-5.8	-6.7	-7.5	-8.3
	-0.6	-1.1	-1.7	-2.2	-2.8	-3.3	-3.9	-4.4	-5.0	-5.6
6	-0.9	-1.8	-2.8	-3.7	-4.6	-5.5	-6.5	-7.4	-8.3	-9.2
	-0.4	-0.8	-1.1	-1.5	-1.9	-2.3	-2.7	-3.1	-3.4	-3.8
7	-1.0	-2.0	-2.9	-3.9	-4.9	-5.9	-6.9	-7.8	-8.8	-9.8
	-0.2	-0.4	-0.6	-0.9	-1.0	-1.2	-1.4	-1.6	-1.8	-2.0
8	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

r \ v m/s.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
9	-1.0	-2.0	-2.9	-3.9	-4.9	-5.9	-6.9	-7.8	-8.8	-9.8
	+0.2	+0.4	+0.6	+0.8	+1.0	+1.2	+1.4	+1.6	+1.8	+2.0
10	-0.9	-1.8	-2.8	-3.7	-4.6	-5.5	-6.5	-7.4	-8.3	-9.2
	+0.4	+0.8	+1.1	+1.5	+1.9	+2.3	+2.7	+3.1	+3.4	+3.8
11	-0.8	-1.7	-2.5	-3.3	-4.2	-5.0	-5.8	-6.7	-7.5	-8.3
	+0.6	+1.1	+1.7	+2.2	+2.8	+3.3	+3.9	+4.4	+5.0	+5.6
12	-0.7	-1.4	-2.1	-2.8	-3.5	-4.2	-4.9	-5.7	-6.4	-7.1
	+0.7	+1.4	+2.1	+2.8	+3.5	+4.2	+4.9	+5.7	+6.4	+7.1
13	-0.6	-1.1	-1.7	-2.2	-2.8	-3.3	-3.9	-4.4	-5.0	-5.6
	+0.8	+1.7	+2.5	+3.3	+4.2	+5.0	+5.8	+6.7	+7.5	+8.3
14	-0.4	-0.8	-1.1	-1.5	-1.9	-2.3	-2.7	-3.1	-3.4	-3.8
	+0.9	+1.8	+2.8	+3.7	+4.6	+5.5	+6.5	+7.4	+8.3	+9.2
15	-0.2	-0.4	-0.6	-0.8	-1.0	-1.2	-1.4	-1.6	-1.8	-2.0
	+1.0	+2.0	+2.9	+3.9	+4.9	+5.9	+6.9	+7.9	+8.8	+9.8
16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7	+8	+9	+10

Tabelle 1 (b)

zur Zerlegung des Windes in Komponenten.

r \ v m/s.	11	12	13	14	15	16	17	18
1	- 2.1	- 2.3	- 2.5	- 2.7	- 2.9	- 3.1	- 3.3	- 3.5
	-10.8	-11.8	-12.7	-13.7	-14.7	-15.7	-16.7	-17.7
2	- 4.2	- 4.6	- 5.0	- 5.4	- 5.7	- 6.1	- 6.5	- 6.9
	-10.2	-11.1	-12.0	-12.9	-13.9	-14.8	-15.7	-16.6
3	- 6.1	- 6.7	- 7.2	- 7.8	- 8.3	- 9.4	-10.6	-11.1
	- 9.1	-10.0	-10.8	-11.6	-12.5	-13.3	-14.1	-14.9
4	- 7.8	- 8.5	- 9.2	- 9.9	-10.6	-11.3	-12.0	-12.9
	- 7.8	- 8.5	- 9.2	- 9.9	-10.6	-11.3	-12.0	-12.7
5	- 9.1	-10.0	-10.8	-11.6	-12.5	-13.3	-14.1	-14.9
	- 6.7	- 6.7	- 7.2	- 7.8	- 8.3	- 8.9	- 9.4	-10.0
6	-10.2	-11.1	-12.0	-12.9	-13.9	-14.8	-15.7	-16.6
	- 4.2	- 4.6	- 5.0	- 5.7	- 6.1	- 6.5	- 6.5	- 6.9
7	-10.8	-11.8	-12.7	-13.7	-14.7	-15.7	-16.7	-18.6
	- 2.1	- 2.3	- 2.5	- 2.7	- 2.9	- 3.1	- 3.3	- 3.7
8	-11	-12	-13	-14	-15	-16	-17	-18
	0	0	0	0	0	0	0	0

r \ v m / s.	11	12	13	14	15	16	17	18
9	-10.8	-11.8	-12.7	-13.7	-14.7	-15.7	-16.7	-17.7
	+ 2.1	+ 2.3	+ 2.5	+ 2.7	+ 2.9	+ 3.1	+ 3.3	+ 3.5
10	-10.2	-11.1	-12.0	-12.9	-13.9	-14.8	-15.7	-16.6
	+ 4.2	+ 4.6	+ 5.0	+ 5.4	+ 5.7	+ 6.1	+ 6.5	+ 6.9
11	- 9.1	-10.0	-10.8	-11.6	-12.5	-13.3	-14.1	-14.9
	+ 6.1	+ 6.7	+ 7.2	+ 7.8	+ 8.3	+ 8.9	+ 9.4	+10.0
12	- 7.8	- 8.5	- 9.2	- 9.9	-10.6	-11.3	-12.0	-12.7
	+ 7.8	+ 8.5	+ 9.2	+ 9.9	+10.6	+11.3	+12.0	+12.7
13	- 6.1	- 6.7	- 7.2	- 7.8	- 8.3	- 8.9	- 9.4	-10.0
	+ 9.1	+10.0	+10.8	+11.6	+12.5	+13.3	+14.1	+14.9
14	- 4.2	- 4.6	- 5.0	- 5.4	- 5.7	- 6.1	- 6.5	- 6.9
	+10.2	+11.1	+12.0	+12.9	+13.9	+14.8	+15.7	+16.6
15	- 2.1	- 2.3	- 2.5	- 2.7	- 2.9	- 3.1	- 3.1	- 3.3
	+10.8	+11.8	+12.7	+13.7	+14.7	+15.7	+16.7	+17.7
16	0	0	0	0	0	0	0	0
	+11	+12	+13	+14	+15	+16	+17	+18

Tabelle 1 (c)

zur Zerlegung des Windes in Komponenten

r \ v m/s.	19	20	21	22	23	24	25
1	- 3.7	- 3.9	- 4.1	- 4.3	- 4.5	- 4.7	- 4.9
	-18.6	-19.6	-20.6	-21.6	-22.6	-23.5	-24.5
2	- 7.3	- 7.7	- 8.0	- 8.4	- 8.8	- 9.2	- 9.6
	-17.6	-18.5	-19.4	-20.3	-21.2	-22.1	-23.1
3	-10.6	-11.1	-11.7	-12.2	-12.8	-13.3	-13.9
	-15.7	-16.6	-17.5	-18.3	-19.1	-20.0	-20.8
4	-13.4	-14.1	-14.8	-15.6	-16.3	-16.9	-17.7
	-13.4	-14.1	-14.8	-15.6	-16.3	-16.9	-17.7
5	-15.7	-16.6	-17.5	-18.3	-19.1	-20.0	-20.8
	-10.6	-11.1	-11.7	-12.2	-12.8	-13.3	-13.9
6	17.6	-18.5	-19.4	-20.3	-21.2	-22.1	-23.1
	- 7.3	- 7.7	- 8.0	- 8.4	- 8.8	- 9.2	- 9.6
7	-18.6	-19.6	-20.6	-21.6	-22.6	-23.5	-24.5
	- 3.7	- 3.9	- 4.1	- 4.3	- 4.5	- 4.7	- 4.9
8	-19	-20	-21	-22	-23	-24	-25
	0	0	0	0	0	0	0

m \ v m/s.	19	20	21	22	23	24	25
9	-18.6 + 3.7	-19.6 + 3.9	-20.6 + 4.1	-21.6 + 4.3	-22.6 + 4.5	-23.5 + 4.7	-24.5 + 4.9
10	-17.6 + 7.3	-18.5 + 7.7	-19.4 + 8.0	-20.3 + 8.4	-21.2 + 8.8	-22.1 + 9.2	-23.1 + 9.6
11	-15.7 +10.6	-16.6 +11.1	-17.5 +11.7	-18.3 +12.2	-19.1 +12.8	-20.0 +13.3	-20.8 +13.9
12	-13.4 +13.4	-14.1 +14.1	-14.8 +14.8	-15.6 +15.6	-16.3 +16.3	-16.9 +16.9	-17.7 +17.7
13	-10.6 +15.7	-11.1 +16.6	-11.7 +17.5	-12.2 +18.3	-12.8 +19.1	-13.3 +20.0	-13.9 +20.8
14	- 7.3 +17.6	- 7.7 +18.5	- 8.0 +19.4	- 8.4 +20.3	- 8.8 +21.2	- 9.2 +22.1	- 9.6 +23.1
15	- 3.7 +18.6	- 3.9 +19.6	- 4.1 +20.6	- 4.3 +21.6	- 4.5 +22.6	- 4.7 +23.5	- 4.9 +24.5
16	0 19	0 20	0 21	0 22	0 23	0 24	0 25

Tabelle 1 (d)

zur Zerlegung des Windes in Komponenten.

r \ v_m /s.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
17	+0.2	+0.4	+0.6	+0.8	+1.0	+1.2	+1.4	+1.6	+1.8	+2.0
	+1.0	+2.0	+2.9	+3.9	+4.9	+5.9	+6.9	+7.9	+8.8	+9.8
18	+0.4	+0.8	+1.1	+1.5	+1.9	+2.3	+2.7	+3.1	+3.4	+3.8
	+0.9	+1.8	+2.8	+3.7	+4.6	+5.5	+6.5	+7.4	+8.3	+8.2
19	+0.6	+1.1	+1.7	+2.2	+2.8	+3.3	+3.9	+4.4	+5.0	+5.6
	+0.8	+1.7	+2.5	+3.3	+4.2	+5.0	+5.8	+6.7	+7.5	+8.3
20	+0.7	+1.4	+2.1	+2.8	+3.5	+4.2	+4.9	+5.7	+6.4	+7.1
	+0.7	+1.4	+2.1	+2.8	+3.5	+4.2	+4.9	+5.7	+6.4	+7.1
21	+0.8	+1.7	+2.5	+3.3	+4.2	+5.0	+5.8	+6.7	+7.5	+8.3
	+0.6	+1.1	+1.7	+2.2	+2.8	+3.3	+3.9	+4.4	+5.0	+5.6
22	+0.9	+1.8	+2.8	+3.7	+4.6	+5.5	+6.5	+7.4	+8.3	+9.2
	+0.4	+0.8	+1.1	+1.5	+1.9	+2.3	+2.7	+3.1	+3.4	+3.8
23	+1.0	+2.0	+2.9	+3.9	+4.9	+5.9	+6.9	+7.8	+8.8	+9.8
	+0.2	+0.4	+0.6	+0.8	+1.0	+1.2	+1.4	+1.6	+1.8	+2.0
24	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7	+8	+9	+10
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

r\v m/s.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
25	+1.0	+2.0	+2.9	+3.9	+4.9	+5.9	+6.9	+7.8	+8.8	+9.8
	+0.2	+0.4	+0.6	+0.8	+1.0	+1.2	+1.4	+1.6	+1.8	+2.0
26	+0.9	+1.8	+2.8	+3.7	+4.6	+5.5	+6.5	+7.4	+8.3	+9.2
	+0.4	+0.8	+1.1	+1.5	+1.9	+2.3	+2.7	+3.1	+3.4	+3.8
27	+0.8	+1.7	+2.5	+3.3	+4.2	+5.0	+5.8	+6.7	+7.5	+8.3
	+0.6	+1.1	+1.7	+2.2	+2.8	+3.3	+3.9	+4.4	+5.0	+5.6
28	+0.7	+1.4	+2.1	+2.8	+3.5	+4.2	+4.9	+5.7	+6.4	+7.1
	-0.7	-1.4	-2.1	-2.8	-2.5	-4.2	-4.9	-5.7	-6.4	-7.1
29	+0.6	+1.1	+1.7	+2.2	+2.8	+3.3	+3.9	+4.4	+5.0	+5.6
	-0.8	-1.7	-2.5	-3.3	-4.2	-5.0	-5.8	-6.7	-7.5	-8.3
30	+0.4	+0.8	+1.1	+1.5	+1.9	+2.3	+2.7	+3.1	+3.4	+3.8
	-0.9	-1.8	-2.8	-3.7	-4.6	-5.5	-6.5	-7.4	-8.3	-9.2
31	+0.2	+0.4	+0.6	+0.8	+1.0	+1.2	+1.4	+1.6	+1.8	+2.0
	-1.0	-2.0	-2.9	-3.9	-4.9	-5.9	-6.9	-7.9	-7.7	-9.2
32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10

Tabelle 1 (e)

zur Zerlegung des Windes in Komponenten.

r \ v m/s.	11	12	13	14	15	16	17	18
17	+ 2.1	+ 2.3	+ 2.5	+ 2.7	+ 2.9	+ 3.1	+ 3.1	+ 3.3
	+10.8	+11.8	+12.7	+13.7	+14.7	+15.7	+16.7	+17.7
18	+ 4.2	+ 4.6	+ 5.0	+ 5.4	+ 5.7	+ 6.1	+ 6.5	+ 6.9
	+10.2	+11.1	+12.0	+12.9	+13.9	+14.8	+15.7	+16.6
19	+ 6.1	+ 6.7	+ 7.2	+ 7.8	+ 8.3	+ 8.9	+ 9.4	+10.0
	+ 9.1	+10.0	+10.8	+11.6	+12.5	+13.3	+14.1	+14.9
20	+ 7.8	+ 8.5	+ 9.2	+ 9.9	+10.6	+11.3	+12.0	+12.7
	+ 7.8	+ 8.5	+ 9.2	+ 9.9	+10.6	+11.3	+12.0	+12.7
21	+ 9.1	+10.0	+10.8	+11.6	+12.5	+13.3	+14.1	+14.9
	+ 6.1	+ 6.7	+ 7.2	+ 7.8	+ 8.3	+ 8.9	+ 9.4	+10.0
22	+10.2	+11.1	+12.0	+12.9	+13.9	+14.8	+15.7	+16.6
	+ 4.2	+ 4.6	+ 5.0	+ 5.4	+ 5.7	+ 6.1	+ 6.5	+ 6.9
23	+20.8	+11.8	+12.7	+13.7	+14.7	+15.7	+16.7	+17.7
	+ 2.1	+ 2.3	+ 2.5	+ 2.7	+ 2.9	+ 3.1	+ 3.3	+ 3.5
24	+11	+12	+13	+14	+15	+16	+17	+18
	0	0	0	0	0	0	0	0

r\ v m/s.	11	12	13	14	15	16	17	18
25	+10.8	+11.8	+12.7	+13.7	+14.7	+15.7	+16.7	+17.7
	- 2.1	- 2.3	- 2.5	- 2.7	- 2,9	- 3.1	- 3.3	- 3.5
26	+10.2	+11.1	+12.0	+12.9	+13.9	+14.8	+15.7	+16.6
	- 4.2	- 4.6	- 5.0	- 5.4	- 5.7	- 6.1	- 6.5	- 6.9
27	+ 9.1	+10.0	+10.8	+11.6	+12.5	+13.3	+14.1	+14.9
	- 6.1	- 6.7	- 7.2	- 7.8	- 8.3	- 8.9	- 9.4	-10.0
28	+ 7.8	+ 8.5	+ 9.2	+ 9.9	+10.6	+11.3	+12.0	+12.7
	- 7.8	- 8.5	- 9.2	- 9.9	-10.6	-11.3	-12.0	-12.7
29	+ 6.1	+ 6.7	+ 7.2	+ 7.8	+ 8.3	+ 8.9	+ 9.4	+10.0
	- 9.1	-10.0	-10.8	-11.6	-12.5	-13.3	-14.1	-14.9
30	+ 4.2	+ 4.6	+ 5.0	+ 5.4	+ 5.7	+ 6.1	+ 6.5	+ 6.9
	-10.2	-11.1	-12.0	-12.9	-13.9	-14.8	-15.7	-16.6
31	+ 2.1	+ 2.3	+ 2.5	+ 2.7	+ 2.9	+ 3.1	+ 3.3	+ 3.3
	-10.8	-11.8	-12.7	-13.7	-14.7	-15.7	-16.7	-17.7
32	0	0	0	0	0	0	0	0
	-11	-12	-13	-14	-15	-16	-17	-18

Tabelle 1 (f)

zur Zerlegung des Windes in Komponenten.

r \ v m/s.	19	20	21	22	23	24	25
17	+ 3.7	+ 3.9	+ 4.1	+ 4.3	+ 4.5	+ 4.7	+ 4.9
	+18.6	+19.6	+20.6	+21.6	+22.6	+23.5	+24.5
18	+ 7.3	+ 7.7	+ 8.0	+ 8.4	+ 8.8	+ 9.2	+ 9.6
	+17.6	+18.5	+19.4	+20.3	+21.2	+22.1	+23.1
19	+10.6	+11.1	+11.7	+12.2	+12.8	+13.3	+13.9
	+15.7	+16.6	+17.5	+18.3	+19.1	+20.0	+20.8
20	+13.4	+14.1	+14.8	+15.6	+16.3	+16.9	+17.7
	+13.4	+14.1	+14.8	+15.6	+16.3	+16.9	+17.7
21	+15.7	+16.6	+17.5	+18.3	+19.1	+20.0	+20.8
	+10.6	+11.1	+11.7	+12.2	+12.8	+13.3	+13.9
22	+17.6	+18.5	+19.4	+20.3	+21.2	+22.1	+23.1
	+ 7.3	+ 7.7	+ 8.0	+ 8.4	+ 8.8	+ 9.2	+ 9.6
23	+18.6	+19.6	+20.6	+21.6	+22.6	+23.5	+24.5
	+ 3.7	+ 3.9	+ 4.1	+ 4.3	+ 4.5	+ 4.7	+ 4.9
24	+19	+20	+21	+22	+23	+24	+25
	0	0	0	0	0	0	0

r \ v m/s.	19	20	21	22	23	24	25
25	+18.6	+19.6	+20.6	+21.6	+22.6	+23.5	+24.5
	- 3.7	- 3.9	- 4.1	- 4.3	- 4.5	- 4.7	- 4.9
26	+17.6	+18.5	+19.4	+20.3	+21.2	+22.1	+23.1
	- 7.3	- 7.7	- 8.0	- 8.4	- 8.8	- 9.2	- 9.6
27	+15.7	+16.6	+17.5	+18.3	+19.1	+20.0	+20.8
	-10.6	-11.1	-11.7	-12.2	-12.8	-13.3	-13.9
28	+13.4	+14.1	+14.8	+15.6	+16.3	+16.9	+17.7
	-13.4	-14.1	-14.8	-15.6	-16.3	-16.9	-17.7
29	+10.6	+11.1	+11.7	+12.2	+12.8	+13.3	+13.9
	-15.7	-16.6	-17.5	-18.3	-19.1	-20.0	-20.8
30	+ 7.3	+ 7.7	+ 8.0	+ 8.4	+ 8.8	+ 9.2	+ 9.6
	-17.6	-18.5	-19.4	-20.3	-21.2	-22.1	-23.1
31	+ 3.7	+ 3.9	+ 4.1	+ 4.3	+ 4.5	+ 4.7	+ 4.9
	-18.6	-19.6	-20.6	-21.6	-22.6	-23.5	-24.5
32	0	0	0	0	0	0	0
	-19	-20	-21	-22	-23	-24	-25

Nr.27: W. H a r t m a n n

I. Synoptisch aerologische Studien der Flugwetterwarte Hannover Nr. 9.

J. S u d o w e

II. Die Verwendung der Bergstationen in der Darstellung der absoluten Topographie. Mit Abb. 364 - 366.

Die Bearbeitung des aerologischen Materials leidet, besonders in den Wintermonaten, unter dem Ausfallen von Höhenwindmessungen und Höhenaufstiegen. Doch selbst dann, wenn alle Aufstiege vorhanden waren, stellte sich in der aerologischen Arbeit heraus, daß in der Darstellung der absoluten Topographie das Netz der Stationen sehr weitmaschig ist. Während die Winterangaben der Berge schon länger in die Windkarten aufgenommen wurden, ist die Flugwetterwarte Hannover erst seit kurzem dazu übergegangen, auch die Druckangaben der Bergstationen zur Verdichtung des Stationsnetzes in den Karten der absoluten Topographie zu verwenden. Über das verwendete Material und seine Verarbeitung soll nun kurz berichtet werden.

In den Ausstrahlungen für Zentral- und Westeuropa kommt die Mehrzahl der Bergstationen fast regelmäßig. Da sie, mit Ausnahme der norwegischen Stationen, auf geometrische Meter reduzieren, müssen die Höhenangaben durch gdm ersetzt werden (2% abziehen). Von den verwendeten Stationen reduzieren auf

980 gdm: Kahler Asten (417), Brocken (418), Fichtelberg (419), Wasserkuppe (423), Feldberg-T. (424), Feldberg-S. (427), Inselsberg (445), Pny de Dôme B.(246), Schöckl b.Graz(511), Dobogokö (540), Kekestetö (549), Zakopane B. (561), Predeal (593);

1000 gdm: Swandalsflona (026);

1960 gdm: Mont Ventoux B.(248), Mont Aigoual B. (249), Schneekoppe (428), Obir (506), Mus. Allah (726), Izana (371);

2000 gdm: Fanaraken (024);

2940 gdm: Zugspitze (416), Sonnblick (503),
Pic du Midi (247);
ferner reduzieren:
Säntis (285) auf 2450 gdm,
Jungfraujoch (286) " 3385 " .

Für die Stationen Predeal (593), Mus.Allah (726),
Izana (371), Pic du Midi (247),
wie auch Mont Ventoux (248), Mont Aigoual(249)
reicht das unten in den Beispielen verwendete Blatt 1:10 Mill. nicht aus. Sie können aber sehr gut zur Vervollständigung des Bildes dienen.

Zur Verarbeitung ist in Hannover ein Stempel angelegt worden. In die hergestellten Vordrucke werden die Wind-, Druck-, Temperatur- und Feuchteangaben eingetragen, um nachher bequem ausgewertet bezw. in die Windkarten oder Vertikalschnitte eingetragen zu werden.

Für die Auswertung der Druckangaben für die absolute Topographie sei ein Beispiel durchgeführt.

Der Brocken meldet für 980 gdm Höhe am 21.11.35 einen Druck von 891.3 mbar (vergl. Tabelle). Die 900-mb-Fläche liegt also unter 980 gdm. Die Differenz in gdm für die Druckdifferenz von 8.7 mbar ist aus den Tabellen für die relative Topographie zu entnehmen. Statt dessen ist unten nun eine Tabelle für die Höhenunterschiede zur 700-, 800-, 900-mbar-Fläche beigefügt, die die jeweiligen Differenzen sofort abzulesen gestattet. Für unser Beispiel findet sich als Höhenunterschied (dz) der Wert -75, der zu 980 gdm addiert werden muß. Für dz ist noch die Temperaturkorrektion (rd.0.04 gdm für 10 gdm und 1°) zu berücksichtigen. Diese Daten werden in den Auswertungsvordruck (s.Beispiel) eingetragen. Als Abkürzungen werden dz für den Höhenunterschied, TK für die Temperaturkorrektion, G für die Reduktionshöhe der Station in gdm und schließlich dZ = dz + TK benutzt.

In der gleichen Weise ist mit den Bergstationen um 2000 und 3000 m für die 800- bezw. 700-mbar-Fläche zu verfahren bezw. sind die Höhenunterschiede zu errechnen.

Ein Beispiel nun zeigen, wie sich die Benutzung der

Bergstationen auswirken kann. Es ist dazu der 21.11.1935 ausgewählt worden. Wir wollen uns auf die Darstellung der 900-mbar-Fläche bezw. auf die Höhenwindkarte in 1000 m beschränken. Außer den unten aufgeführten Bergstationen lagen an diesem Tage die Höhenwindaufstiege von

Duxford	(145),	De Bilt	(293),	Hamburg	(403),
Breslau	(411),	Frankfurt/M.	(412),	München	(414),
Königsberg	(422),	Lindenberg	(425),	Berlin-Flughf.	(440)
	und	Lyon	(210)		

vor. In den beigefügten Karten haben in Abbildung 364 nur die Höhenaufstiege, in Abbildung 365 Höhenaufstiege und Bergstationen und in Abbildung 366 nur die Bergstationen Verwendung gefunden. Die Höhenwindkarte ist durch zwei Mittagspiloten von Dijon und Cherbourg ergänzt worden.

Bevor wir diese Karten auswerten, sei kurz auf die Druckverteilung nach den 8-Uhr-Bodenkarten eingegangen. Am 21.11. zeigt die Europakarte eine Depression mit zwei Kernen, deren östlicher über der Biskaya liegt. Am Nordrande der Alpen stößt ein Ausläufer nach Osten vor über das Donaubecken hinweg bis nach Österreich hinein. Ein weiterer kleiner Ausläufer liegt über dem Harz. Bei beiden Ausläufern ist deutlich ein Ansprechen der Winde festzustellen. In der 8-Uhr-Deutschlandkarte läßt sich sogar ein Teiltief mit dem Kern über Karlsruhe - Nördlingen zeichnen, ebenso ist der zweite Ausläufer in der Harzgegend, ja bis nach Dessau und Hamburg zu verfolgen.

Gehen wir nun über zum Vergleich der gezeichneten Karten, so bemerken wir zunächst eine erhebliche Gebietserweiterung in Abbildung 365 nach Osten und Norden, die das Bild abrundet. Die oben erwähnte Feinstruktur tritt bei Benutzung der Bergstationen auch in der 900-mbar-Fläche wieder hervor. Es sind die beiden Ausläufer des Tiefs im Westen sehr viel deutlicher über München und dem Harz mit einem kleinen Zwischenhoch über dem Thüringer Wald in Abbildung 365 ausgeprägt.

Die Betrachtung des Isohypsenverlaufes in Abbildung 365 neben der gezeichneten Windkarte in 1000 m zeigt, daß fast alle Feinheiten übereinstimmend auftreten. Insbe - sondere sei auf das Ansprechen der Winde im Süden auf das Tief über dem Donaubecken, des Höhenwindes von Gotha auf das Zwischenhoch und des Höhenwindes von Hannover auf den Harzausläufer hingewiesen. Es läßt sich auch von den Winden der Bergstationen sagen, daß die Richtungen recht gut in den Verlauf der Isohypsen passen. Vielleicht ergibt sich so in manchem Falle aus dem Verlauf der Isohypsen die Erklärung eines abweichenden Bergwindes, ohne daß örtliche Einflüsse auf die Windrichtung angenommen werden müßten.

Schließlich entsprechen auch die Windstärken, insbesondere über Sachsen, Schlesien und Ungarn besser der Dichte der Isohypsen in Abbildung 365, wenn wir den Gradientwind-Maßstab von H.K.Metzler (Erfahrungsbericht IX, Nr. 6 1934) benutzen.

Damit ist wohl gezeigt, daß die Vorteile der Mitbenutzung der Bergstationen die Mehrarbeit reichlich aufwiegen. Sie kann außerdem ganz von Technikern ausgeführt werden, wenn die Tabellen der Höhenunterschiede vorliegen. Es kommt noch eines hinzu:

Bei Schlechtwetterlagen können unter Umständen fast alle Höhenwindmessungen und Höhenaufstiege ausfallen. Dann sind die Bergstationen wenigstens für die 900-mbar-Fläche bezw. für die 1000 - m - Schicht die einzige Unterlage. Es ist darum zum weiteren Vergleiche die Abbildung 366 angefügt worden, um zu zeigen, daß bis zu einem gewissen Grad auch die Bergstationen allein aus - reichen, um einige Rückschlüsse auf die Druckverteilung in der Höhe und damit auf Windrichtung und Windstärke in der Höhe zu ermöglichen. Für den Flugwetterdienst kann das eine wichtige Hilfe bedeuten, zumal die Meldungen der Bergstationen verhältnismäßig frühzeitig eingehen.

Die in Hannover in einigen wenigen Monaten gesam -

melten, fast nur günstigen Erfahrungen haben die Mitbe - nutzung der Bergstationen in der absoluten Topographie zu einer ständigen Einrichtung werden lassen.

Beispiel einer Auswertung:

Tag 21.11.1935.

JJJ			DDF	BBBTT/U	dz	TK	G+dZ
417	Kahler Asten	(980 gdm)	104	92302/7	-67	-0.5	912
418	Brocken	(980 gdm)	162	91304/8	-75	+1	906
419	Fichtelberg	(980 gdm)	126	92052/9	-70	-0.5	909
423	Wasserkuppe	(980 gdm)	145	91900/8	-71	--	909
424	Feldberg-T	(980 gdm)	123	91452/9	-75	-0.6	904
427	Feldberg-S	(980 gdm)	242	91950/9	-71	--	909
445	Inselsberg	(980 gdm)	161	93204/4	-59	+1	922
540	Dobogokö	(980 gdm)	475	98153/9	-16	--	964
549	Kekestetö	(980 gdm)	126	03254/9	+29	--	1009
026	Svandalsflona	(1000 gdm)	124	03252/8	+29	--	1029

Tafel der Höhenunterschiede (dz)

Tafel der Höhenunterschiede (dz)

in gdm zur 700-, 800- und 900 -mb-Fläche.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
650	-581	-557	-557	-545	-533	-521	-509	-497	-485	-473
660	-461	-437	-437	-425	-414	-402	-390	-378	-367	-355
670	-343	-331	-320	-308	-297	-285	-273	-262	-250	-239
680	-227	-215	-204	-192	-181	-170	-158	-147	-135	-124
690	-113	-101	- 90	- 79	- 67	- 56	- 45	- 34	- 22	-11
700	00	11	22	34	45	56	67	78	89	100
710	111	122	133	144	155	166	177	188	199	210
720	221	232	243	254	265	276	287	297	307	318
730	329	340	350	361	372	382	393	404	414	425

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
750	-506	-496	-485	-475	-465	-454	-444	-433	-423	-413
760	-402	-392	-382	-372	-361	-351	-341	-331	-321	-310
770	-300	-290	-280	-270	-259	-249	-239	-229	-219	-209
780	-199	-189	-179	-169	-159	-149	-139	-129	-119	-109
790	- 99	- 89	- 79	- 69	- 60	- 50	- 40	- 30	- 20	- 10
800	00	9	19	29	39	48	58	68	78	87
810	97	107	116	126	136	145	155	164	174	183
820	193	202	212	222	231	241	250	260	269	279

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
850	-447	-438	-429	-420	-411	-401	-392	-383	-374	-365
860	-356	-347	-337	-328	-319	-310	-301	-292	-283	-274
870	-265	-256	-247	-238	-229	-220	-211	-202	-193	-185
880	-176	-167	-158	-149	-140	-131	-122	-114	-105	- 96
890	- 87	- 78	- 70	- 61	- 52	- 43	- 34	- 26	- 17	- 8
900	00	9	18	27	35	44	53	61	70	78
910	87	96	104	113	121	130	139	147	156	164
920	173	181	190	198	207	215	224	232	241	249

Temperatur-Korrektion (TK): - -

für 10 gdm und 1 Grad rund 0.04 gdm, die bei + - Temperaturen zuzuzählen,

bei - - Temperaturen abzuziehen ist.

Nr.28: H. W ö r n e r

Versuch einer Statistik der Vereisungswetterlagen auf den Flugstrecken Königsberg - Berlin und Königsberg-Moskau. Mit Abb. 367 bis 375.

Außer dem dichten Nebel am Zielhafen stellt heute nur noch die Vereisungsgefahr ein ernsthaftes Hindernis für den planmäßigen Luftverkehr dar. Während in Mittel- und Westdeutschland nur in den eigentlichen Wintermonaten Dezember bis Februar eine nennenswerte Zahl von Vereisungswetterlagen auftritt, ändert sich das Bild bereits, wenn wir den Osten des Reiches mit einbeziehen: Auf den nach den osteuropäischen Staaten verlaufenden Flugstrecken wächst die Zahl der Vereisungslagen stark an und diese erstrecken sich auf den langen Zeitraum von Oktober bis Mai.

Im folgenden wird der Versuch gemacht, eine Statistik der Vereisungen auf Grund eines teilweise bis zu acht Jahre umfassenden Beobachtungsmaterials für die beiden Flugstrecken Königsberg-Berlin und Königsberg - Moskau aufzustellen. Von den Fluggesellschaften bezw. von Flugzeugführern sind bisher keinerlei regelmäßige Aufzeichnungen oder Berichte über Vereisungserscheinungen während der Streckenflüge bekannt geworden. Lediglich die Wetterflugstellen dürften über einigermaßen vollständige Aufzeichnungen der Vereisungen verfügen. Doch auch dieses Material ist bisher recht uneinheitlich und für statistische Zwecke schwer verwendbar, da in früheren Jahren auch bei nur schwacher Vereisungsgefahr oft die Flüge gar nicht durchgeführt wurden, also auch entsprechende Aufzeichnungen fehlen.

Um über die Vereisungsmöglichkeiten auf den beiden genannten Strecken einigermaßen zuverlässige Angaben zu erhalten, bleiben als einziges v o l l s t ä n d i g e s Material nur die ausgegebenen Wetterberatungszettel übrig. Dann gelten also alle Flüge als "verei -

sungsgefährlich", bei denen sich eine entsprechende Bemerkung in der Wetterberatung findet. Die Spalte: "Bemerkungen des Flugzeugführers" auf der Rückseite des Wetterzettels, aus der sich die Tatsache der Vereisung wesentlich sicherer entnehmen ließe, ist leider so selten ausgefüllt, daß eine statistische Auswertung aussichtslos ist. Aber auch dann, wenn man nur von den Prognosen ausgeht, ist das Material so uneinheitlich,daß sich insbesondere die früheren Jahre mit den letzten nicht ohne weiteres vereinigen lassen; 1930 und 31 nämlich finden sich in den Wetterberatungen Angaben über Vereisungen nur äußerst spärlich. Damals stellten niedrige Wolken, Nebel oder dichtes Schneetreiben schon allein durch die Sichtverschlechterung ein so großes Flughindernis dar, daß die eventuell gleichzeitig auch noch auftretende Vereisung gar nicht erst erwähnt wurde.Erst seit dem Winter 1931/32 finden sich in den Wettervorhersagen auf den Königsberger Wetterzetteln regelmäßig Hinweise auf Art und Stärke der Vereisungsgefahr. Um die Statistik aber auf möglichst breite Grundlage zu stellen, hat der Verfasser für die früheren Jahre (ab Januar 1929) auf Grund der jeweiligen Wetterlage eine Angabe über Vereisungsmöglichkeit nachträglich hinzugefügt und dabei die heute gebräuchlichen Maßstäbe angewandt. Wie die Zusammenstellung der Vereisungstage in den einzelnen Jahren auf der Strecke Königsberg-Berlin (s.Tabelle 1a) zeigt, scheint auf diese Weise die Homogenität der früheren und der späteren Jahre einigermaßen erreicht zu sein.

Die verschiedene Stärke der Vereisungsgefahr zu erfassen, stellte sich bald als unmöglich heraus. Die Angaben auf dem Wetterzettel sind so verschieden,sowohl durch persönliche Einstellung der einzelnen Meteorologen als auch aus Mangel an präzisen Definitionen für bestimmte Vereisungsgrade, daß man sie statistisch nicht erfassen kann. Als Ersatz dafür wurden die Vereisungen

nach Ursachen unterteilt, wobei der Gedanke zu Grunde liegt, daß im allgemeinen die Vereisung durch Eisregen besonders schwer ist. Es wurden drei verschiedene Arten der Vereisung unterschieden.

1.) Wolkenvereisung.

Um hier nicht ins Uferlose zu kommen, wurde als obere Grenze der Wolkenvereisung 300m angenommen. Denn eine Wolkenvereisung, die erst oberhalb 300m beginnt, stellt praktisch keine "Gefahr" dar, da sie auf den beiden untersuchten Flugstrecken, die keine Erhebungen wesentlich über 200m aufweisen, immer durch entsprechenden Tiefflug vermieden werden kann. Es wurden also alle die Fälle nicht als Wolkenvereisung gezählt, bei denen entweder die Wolkendecke erst oberhalb 300m begann, oder die Nullgradgrenze innerhalb der Wolken oberhalb 300 m lag.

2.) Vereisung durch nassen Schnee.

Hierunter fällt insbesondere Schnee gemischt mit Regen, oder Schneefall bei Temperaturen etwas über 0°, der als "Pappschnee" an den Flächen der Maschine usw. anklebt. Da dieser Schnee nur verhältnismäßig lose anhaftet (solange die Maschine nicht plötzlich in Schichten mit Frosttemperatur gelangt), ist diese Vereisung als die leichteste zu bezeichnen.

3.) Vereisung durch unterkühlten Regen (Eisregen).

Außer dem eigentlichen Eisregen, also großtropfigem Regen, der z.T. auch mit Eiskörnchen gemischt ist und beim Auftreffen gefriert, wird zu dieser Gruppe auch der besonders aus tiefen Stratusdecken häufig fallende feine Nieselregen gezählt, der ebenfalls in flüssiger Form bei Temperaturen unter 0° fällt. Die Wirkung dieses Niesel- Eisregens ist der des großtropfigen Regens sehr ähnlich. Meist geht aber die Vereisung hierbei etwas langsamer vor sich und bildet damit einen Übergang zur Wirkung der "Wolkenvereisung".

Die Eisregenvereisung muß als die schwerste Ver-

eisungsart bezeichnet werden, wenigstens wenn die Ma - schine dem Eisregen längere Zeit ausgesetzt ist.Die Wolkenvereisung liegt, was die Gefährlichkeit anbelangt, zwischen den beiden anderen, ist aber in sich außeror - dentlich verschiedenartig und kann besonders bei langen Wolkenflügen ebenfalls sehr gefährlich werden. Von den drei hier unterschiedenen Vereisungsarten traten natürlich häufig zwei und vereinzelt auch alle drei im Ver - lauf der Flugstrecken gleichzeitig auf.

Bei der Länge der Strecken, besonders der Moskauer, kommt es häufig vor, daß nur auf einem Teilabschnitt Vereisungsgefahr besteht. Eine Unterteilung insbesondere der über 1000 km langen Strecke Königsberg-Moskau läßt sich aber erst vom Winter 1935/36 ab durchführen, da früher in den Prognosen häufig nicht klar zum Aus - druck kam, auf welcher Teilstrecke die Vereisung hauptsächlich auftreten sollte. Da aber bei nur zwei Wintern die Zahl der Vereisungslagen auf den einzelnen Streckenabschnitten für eine statistische Zusammenfassung noch zu gering ist, habe ich mich darauf beschränkt, in der Tabelle 1c nur die Gesamtzahlen beider Winter für die drei Unterabschnitte der Moskauer Strecke anzugeben.

Da in den einzelnen Monaten, besonders in den früheren Jahren verschieden oft geflogen wurde, würden die Vereisungszahlen selbst ein ganz falsches Bild der wahren Verteilung geben. Es wurden daher für jeden Monat die Zahl der Vereisungslagen in Prozenten der Ge - samtzahl der planmäßigen Flugtage dieses Monats berechnet. Auf diese Weise erfährt das statistisch verwertbare Material eine nicht unerhebliche Vermehrung gegenü - ber einer Berücksichtigung nur der tatsächlich durchgeführten Flüge. Denn besonders in früheren Jahren fielen bei drohender Vereisung die Flüge sehr häufig aus. Ein Beratungszettel aber lag immer für jeden Flug vor,gleich ob er durchgeführt wurde oder ausfiel.

Auf der Strecke Königsberg-Berlin wurden seit

1934 auch im Winter zwei oder drei planmäßige Flüge an einem Tage durchgeführt. In der Statistik wurden diese Tage immer nur als e i n Flugtag gezählt, denn es stellte sich heraus, daß fast immer, wenn auf einem Wetterzettel Vereisungsgefahr angegeben ist, sich eine entsprechende Angabe auch auf den anderen Beratungszetteln dieses Tages findet. Eine gewisse Ausnahmestellung haben hier allerdings die Nachtflüge, die deswegen später auch noch gesondert behandelt wurden.

Um einen ersten Überblick über die Vereisungshäufigkeit zu gewinnen, sind in den Tabellen 1a, 1b und 1c die Gesamtzahlen der Vereisungslagen in den einzelnen Wintern 1929 bis 1937 wiedergegeben.

T a b e l l e 1a.

Gesamtzahl der Vereisungslagen auf der Strecke Königsberg - Berlin.

	Monat	Flugtage	Vereisungslagen	
Winter 1929	Jan./Apr.	89	14	16%
1929/30	Okt./Apr.	183	13	7%
1930/31	Okt./Apr.	177	15	8%
1931/32	Okt./Apr.	177	18	10%
1932/33	Okt./Apr.	193	15	8%
1933/34	Okt./Apr.	210	52	25%
1934/35	Okt./Apr.	212	50	24%
1935/36	Okt./Apr.	213	54	25%
1936/37	Okt./Apr.	212	46	22%

T a b e l l e 1b.

Gesamtzahl der Vereisungslagen auf der Strecke Königsberg - Moskau.

	Monat	Flugtage	Vereisungslagen	
Winter 1929/30	Sept./Okt.	52	1	2%
1930/31	Sept./Okt.	43	2	5%
1931/32	Sept./Okt.Jan/Apr.	63	6	10%
1932/33	Sept./Okt.Jan/Mai außer April	161	24	15%
1933/34	Sept./Okt.Jan/Mai außer April	166	39	23%

	Monat	Flugtage	Vereisungslagen	
Winter 1934/35	Sept./Mai außer April	236	79	33%
1935/36	Sept./Mai außer April	243	84	35%
1936/37	Sept./März	200	94	48%

Tabelle 1c.

Gesamtzahl der Vereisungslagen auf den drei Teilstrecken

Königsberg-Kowno,
Kowno-Welikije Luki
und W.Luki-Moskau.

November 1935 bis März 1937.

Flugtage	Ko-Kw	Kw-W.L.	W.L.-Mo
352	59 17%	114 32%	104 30%

Auf der Berliner Strecke ist der Anteil der Vereisungslagen in den einzelnen Jahren ziemlich gleichmäßig. Der höhere Wert 1929 (wo doch nur die zweite Hälfte des Winters berücksichtigt wurde) ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf die besondere Strenge dieses Rekordwinters zurückzuführen. Die plötzliche Zunahme seit dem Winter 1933/34 ist natürlich nicht reell, sondern darauf zurückzuführen, daß seit November 1933 erstmalig die Nachtfrachtstrecke Königsberg-Berlin im Winter beflogen wurde, und die Vereisungsgefahr nachts, besonders durch die tiefere Wolkendecke, erheblich wächst. Hierauf soll später noch näher eingegangen werden. Die nachträglich ergänzten Vereisungsangaben haben also ihren Zweck erfüllt und die einzelnen Jahresreihen einigermaßen homogen gemacht.

Das entgegengesetzte Bild zeigt Tabelle 1c für die russische Strecke. Die ständige Zunahme der prozentualen Vereisungen von Jahr zu Jahr beweist, wie stark diese Zahlen von den jeweils benutzten Wintermonaten abhängen. Erst vom Winter 1934/35 ab wurde auch in den offenbar hinsichtlich der Vereisung ungünstigsten Monaten November und Dezember geflogen. Der regelmäßige Ver-

kehr im Januar bis März wurde 1932 mit je 4 bis 5 Flügen im Monat aufgenommen, und erst ab Februar 1933 wurde an jedem Tage geflogen. Also nur die Winter ab 1934/35 dürften, im Ganzen genommen, ein richtiges Bild von den Vereisungsmöglichkeiten auf der Strecke Königsberg-Moskau geben. Auch hier ist noch eine gewisse Zunahme der Vereisungen, besonders im letzten Winter zu erkennen. Doch ist die hohe Zahl von 48% durch die bereits am 22.März erfolgte Einstellung des Flugverkehrs nach Moskau vorgetäuscht. Hierdurch fiel vor allem für die Statistik der "günstige" Monat Mai aus. Trotz des erheblich geringeren Materials für die russische Strecke wurde sie doch in die Statistik mit einbezogen um so wenigstens einen ungefähren Überblick über die Unterschiede gegen die deutsche Strecke zu erhalten. Schließlich gestattet ja auch die Zahl der auf jeden Monat entfallenden planmäßigen Flugtage ein Urteil über die Unsicherheit des betreffenden Mittelwertes.

Tabelle 1c zeigt sehr deutlich das schnelle An - wachsen der Vereisungslagen nach Osten. Wegen der geringen Zahl der zugrunde liegenden Monate ist ein direkter Vergleich mit den Zahlen der Berliner Strecke nicht möglich. Im übrigen soll auf die vermutliche Ursache dieser Verteilung (Häufigste Vereisung zwischen Kowno und W.Luki) noch am Schluß eingegangen werden.

In den beiden folgenden Tabellen und Abbildungen 367 bis 375 sind die Vereisungszahlen, nach Monaten zusammengefaßt, angegeben. Die Vereisung ist in die drei schon erwähnten Untergruppen unterteilt worden. Es be - deuten in beiden Tabellen:

Z = Zahl der planmäßigen Flugtage
WV = Zahl der Wolkenvereisungslagen
SR = Zahl der Vereisungslagen durch Schneeregen(Pappschnee)
ER = Zahl der Vereisungslagen durch Eisregen(Glatteis)
Ges = Gesamtzahl der Vereisungslagen.
Die erste Zahl gibt immer die direkte Zahl der Vereisungen,die zweite dieselbe in Prozenten der planmäßigen Flüge.

Tabelle 2a.

Vereisung auf der Strecke Königsberg-Berlin.

Monat	Z	WV		SR		ER		Ges	
Oktober	228	3	1%	-	-	1	1/2%	3	1%
nur Tag	135	3	2	-	-	1	1	3	2
Nacht	93	-	-	-	-	-	-	-	-
November	221	28	13	12	5%	4	2	29	13
nur Tag	102	3	3	-	-	-	-	3	3
Nacht	119	25	21	12	10	4	3	28	23
Dezember	226	53	23	19	8	9	4	59	26
nur Tag	102	11	11	5	5	3	3	15	15
Nacht	124	42	34	14	11	6	5	44	36
Januar	239	58	24	13	5	13	5	65	27
nur Tag	116	19	16	7	6	5	4	24	21
Nacht	123	39	32	6	5	8	7	41	33
Februar	241	60	25	16	7	12	5	67	28
nur Tag	128	6	5	4	3	4	3	11	9
Nacht	113	54	48	12	11	8	7	56	50
März	259	36	14	13	5	5	2	44	17
nur Tag	135	9	7	5	4	3	2	14	10
Nacht	124	27	22	8	6	2	2	32	26
April	252	7	3	4	2	-	-	10	4
nur Tag	132	3	2	2	2	-	-	5	4
Nacht	120	4	3	2	2	-	-	5	4
Insgesamt	1666	245	15%	77	5%	44	3%	277	18%
ohne Apr.	1414	238	17%	73	5%	44	3%	267	19%

Tabelle 2b.

Vereisung auf der Strecke Königsberg-Moskau.

September	235	2	1%	1	1/2%	-	-	2	1%
Oktober	210	7	3%	9	4 %	-	-	15	7%
November	90	38	42	11	12	5	6%	40	44
Dezember	93	55	59	14	15	12	13	60	65
Januar	140	68	48	15	11	5	4	73	52
Februar	143	74	52	15	10	6	4	78	54
März	133	50	38	12	9	7	5	57	43
Mai	115	3	3	3	3	-	-	4	3
Insgesamt ohne Mai u. Sept.	809	294	36%	77	10%	35	4%	325	40%

In der untersten Zeile beider Tabellen sind die Gesamtzahlen der Vereisungen angegeben. Um die Moskauer mit der Berliner Strecke unmittelbar miteinander vergleichbar zu machen, sind bei diesen Gesamtsummen die Monate September und Mai, in denen nur auf der russischen Strekke Vereisungen vorkommen, und April, in dem auf der russischen Strecke wegen der Schneeschmelze der Verkehr ruht, nicht berücksichtigt worden.

Die Gesamtsummen zeigen, wenn wir die Prozentzahlen miteinander vergleichen, zwei bemerkenswerte Ergebnisse. Erstens: Die Wolkenvereisung hat bei beiden Strekken den weitaus größten Anteil an den Vereisungsmöglichkeiten, und zweitens: Auf der Moskauer Strecke ist die Vereisungsmöglichkeit mehr als doppelt so groß wie auf der Berliner.

Für die Verhältnisse auf der Berliner Strecke zeigt Abbildung 367 in Form einer Kurve den Jahresgang der Vereisungen, wie er sich aus dem ganzen Zeitabschnitt 1929 - 1937 mit 1666 planmäßigen Flugtagen ergibt. Die 3 Hauptvereisungsmonate sind also Dezember, Januar und Februar, wobei das Maximum im Februar liegt. Erst im März erfolgt ein schnellerer Rückgang, doch besteht auch in diesem Monat immer noch für 16% aller Flüge Vereisungsgefahr. Im April folgt dann der Übergang zu den verei - sungsfreien Sommermonaten. Klarer wird das Bild bei weiterer Unterteilung.

Schon vorher wurde das starke Anwachsen der Vereisungszahlen vom Winter 1933/34 an erwähnt, das offenbar auf das Hinzukommen des regelmäßigen Winternachtflug - verkehrs zurückzuführen ist. Trennt man die Vereisungszahlen in 2 Gruppen (vergl. Abbildung 368), nämlich Januar 1929 bis Oktober 1933 und November 1933 bis April 1937, so daß also die 1. Gruppe reine Tagflüge enthält (gestrichelte Kurve) und die 2. Tag- und Nachtflüge(ausgezogene Kurve), so ergibt sich für beide Gruppen ein ganz verschiedener Verlauf der Vereisungen. Die 2.Gruppe

enthält also neben der Vereisung bei Tagflügen auch die bei Nachtflügen, da die Vereisungen auf die Gesamtzahl der Flug t a g e bezogen sind, und jeder Tag als Vereisungstag gezählt wurde, an dem zu irgend einer Zeit (tags oder nachts) Vereisungsmöglichkeit bestand. Auch auf der Tabelle 2a sind für jeden Monat in der 1. Zeile sämtliche Flüge, in der zweiten die reinen Tagflüge und in der dritten die Tag- und Nachtflüge (hier kurz mit "Nacht" bezeichnet) getrennt aufgeführt.

Die Zahl der Vereisungslagen bei Nachtflügen ist von November bis März durchschnittlich doppelt so groß wie bei den Tagflügen. Auch der Verlauf der Jahreskurve ist für beide Gruppen recht verschieden. Zum Teil kann dies auf die verschiedenen Wetterlagen in den zu jeder Gruppe gehörigen Jahren zurückgeführt werden. Insbesondere das ausgeprägte Maximum der Vereisungslagen im Februar bei den Nachtflügen dürfte in der Hauptsache auf die letzten 3 Jahre zurückzuführen sein, wo der Februar in Ostpreußen jedesmal besonders niederschlagsreich bei Durchschnittstemperaturen unter 0° war, was eine Vermehrung der Vereisungswetterlagen wahrscheinlich macht. Die allgemeine Zunahme der Vereisungslagen bei Einbeziehung der Nachtflüge auf etwa das Doppelte dürfte jedoch eine feststehende Tatsache sein, und mit dem Witterungsab - lauf in den einzelnen Jahren wenig zu tun haben.

Betrachtet man nun die Zahlen für die einzelnen Unterarten der Vereisung auf Tabelle 2a, so ergibt sich, daß der Hauptanteil an dem Unterschied zwischen Tag-und Nachtflügen auf die Wolkenvereisung fällt, die ja überhaupt die weitaus häufigste Vereisungsart ist. Die Wolkenvereisung tritt in den Hauptvereisungsmonaten November bis März bei den Nachtflügen 3 bis 4 mal so oft auf als bei den Tagflügen. Die größere Vereisungsgefahr bei Nachtflügen geht also praktisch vollständig auf das Konto der Wolkenvereisung. Auch bei Schneeregen und Eisregen treten in den einzelnen Monaten Unterschiede zwi-

schen Tag und Nacht auf, doch haben diese bei der geringen Zahl dieser Vereisungslagen keinen großen Einfluß auf die Gesamtzahlen.

Die Wolkenvereisung war definitionsgemäß an Wolkenhöhen unter 300m gebunden. Damit ist die Erklärung der größeren Häufigkeit der Wolkenvereisung bei Nacht ohne weiteres gegeben. Erstens ist das Absinken der Wolkendecke während der Nacht eine längst bekannte Erscheinung, so daß also nachts Wolkenhöhen unter 300m wesentlich häufiger vorkommen werden. Zweitens senkt sich auch infolge der täglichen Temperaturamplitude die Nullgradgrenze während der Nacht tiefer herab. Außerdem kommt noch die größere Nebelhäufigkeit in den Nachtstunden hinzu, die ja auch "Wolkenvereisung" verursacht.

Die wahren Zahlen der Vereisungslagen der Nachtstrecke dürften übrigens erheblich oberhalb der hier berechneten Mittelwerte liegen, da diese Flüge fast stets in größeren Höhen als 300m durchgeführt werden, auch wenn tiefere Wolkenschichten vorhanden sind. Damit wächst natürlich die Vereisungsmöglichkeit ganz erheblich.

Betrachten wir nun noch den jährlichen Verlauf der einzelnen Vereisungsarten. Der Verlauf der Wolkenvereisungslagen (Abb.369) ist ebenso wie der Gesamtverlauf ziemlich symmetrisch. Die Verschiebung des Maximums in den Februar (übrigens nur ein Unterschied von 1%) muß wohl auf die schon erwähnten besonders zahlreichen Februarvereisungslagen in den drei letzten Jahren zurückgeführt werden.

Bei den an Zahl wesentlich geringeren Schneeregen-Vereisungen (Abb. 370)fällt das Minimum im Januar deutlich auf. Es ist leicht durch die Definition dieser Vereisungsart (Vereisung durch nassen Schnee bei Temperaturen etwas über Null Grad) erklärt. Der Januar weist allgemein die tiefsten Temperaturen auf, so daß die Bedingungen für Pappschnee etwas ungünstiger sind als in den beiden Nachbarmonaten.

Abbildung 371 zeigt schließlich den Jahresgang der Eisregenwetterlagen. Die verhältnismäßige Seltenheit dieser gefährlichsten Vereisungsart auf der Strecke Königsberg-Berlin ist bemerkenswert. Vermutlich kommt diese Wetterlage (Warmluftaufgleiten über flachen Kaltluftkissen) in Mittel- und Westdeutschland noch häufiger vor. Jedenfalls hat auch die Einzelerfahrung gezeigt,daß Eisregenzonen bei Ostwärtswanderung über die Weichsel häufig infolge der hier mächtigeren Kaltluft in weniger gefährliche Schneefälle übergehen.

Wir wollen nun zu einer kurzen Besprechung der Ergebnisse auf der Moskauer Strecke übergehen. Dabei ist von vornherein zu beachten, daß das zur Verfügung stehende Material kaum halb so zahlreich ist wie auf der Berliner Strecke, und besonders die Monate November und Dezember, wo bisher nur 90 bezw. 93 planmäßige Flugtage aus den Jahren 1934/1936 zur Verfügung stehen, dürfte noch etwas unsichere Werte liefern.

Die Kurve auf der Moskauer Strecke (Abb.372), im gleichen Maßstabe wie die anderen gezeichnet, die auf insgesamt 1164 Flügen (September bis Mai) beruht,weist einen völlig anderen Charakter als die Berliner Strecke auf. In den Vor- und Nachwintermonaten Oktober, November und März ist die Zahl der Vereisungslagen 3 mal und im Hauptwinter noch immer doppelt so hoch als auf der Berliner Strecke. Das Maximum liegt im Gegensatz zu der westlichen Strecke bereits im Dezember: 65% aller Flüge in diesem Monat müssen bei Vereisungswetterlage durchgeführt werden. Der April mußte leider ganz unberücksichtigt bleiben, weil bisher nur 5 Flüge in diesem Monat stattfanden. Im April tritt alljährlich in Rußland die Schneeschmelze ein, wobei die Flugplätze eine Zeitlang völlig überschwemmt sind, so daß sich ein planmäßiger Verkehr nicht durchführen läßt.

Zum Teil werden die hohen Vereisungszahlen auf der Oststrecke allerdings durch die große Streckenlänge

vorgetäuscht. Je länger eine Flugstrecke ist, um so größer ist bei sonst gleicher Großwetterlage die Vereisungsmöglichkeit auf irgend einem Teilabschnitt. Daß jedoch ein Anwachsen der Vereisungszahlen ostwärts tatsächlich vorhanden ist, beweist die im Anfang gebrachte Tabelle 1c deutlich. Das Maximum im Dezember, das, wie die Abb. 373 bis 375 zeigen, bei allen drei Vereisungsarten auftritt, kann damit erklärt werden, daß die nachfolgenden Monate Januar bis März häufiger unter dem Einfluß des russischen Kältehochs stehen und dann günstigeres Flugwetter aufweisen als gerade der Dezember, der ja auch in dem in Frage kommenden Gebiet durchschnittlich der niederschlagsreichste der 3 Wintermonate ist. Im November und Dezember tritt auch der gefährliche Eisregen verhältnismäßig häufig auf (Abb. 375). Nach dem bei der Berliner Strecke Gesagten muß man die Ursache hier wohl in Warmluftvorstößen aus dem Gebiet des Schwarzen Meeres suchen, die auf der Ostseite Vb-artiger Störungen bis in die Dünagegend vordringen. Im November und Dezember haben bekanntlich die Vb-Tiefs ein sekundäres Maximum ihres Auftretens. In diesem Zusammenhang sei auch nochmals auf die eigenartige Verteilung der Vereisungslagen nach Tabelle 1c hingewiesen, durch die ein Maximum auf dem Streckenabschnitt Kowno-Welikije-Luki angedeutet wird. Dem Flugmeteorologen ist dieser Abschnitt als besonderes Schlechtwettergebiet bekannt, da nämlich hier auch noch eine verhältnismäßig große Höhenlage des Geländes die Wolken- und Niederschlagsbildung ungünstig beeinflußt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß damit auch in den Wintermonaten eine erhöhte Vereisungsgefahr verbunden ist.

Trotz aller Schwächen der hier zur Verfügung stehenden Unterlagen läßt sich daraus doch wenigstens ein roher Überblick über die für den Luftverkehr so wichtige Frage der Vereisungsmöglichkeiten gewinnen. Es wäre sicher lohnend, nun einmal an Hand der Aufzeichnungen

der Flugzeugführer selbst (in Bord- oder Funktagebüchern) über die vorgekommenen Vereisungen die hier gewonnenen Ergebnisse zu überprüfen. Auch die Vereisungsangaben der Wetterflugstellen könnten hierzu herangezogen werden, wenn allerdings hier auch zu berücksichtigen ist, daß die Wetterflüge häufig unter anderen Bedingungen und in ganz anderen Luftschichten durchgeführt werden als die Verkehrsflüge.

Nr.29: E. F r a n k e n b e r g e r
Einige Winke zur Anfertigung des Klartextes bei Wetterflügen.

Die Flugzeugaufstiege der Wetterflugstellen bieten vor anderen aerologischen Meßverfahren den Vorteil, daß Augenbeobachtungen angestellt werden können, die eine wichtige, aus der Flugberatung nicht mehr fortzudenkende Ergänzung der Meteorographenregistrierungen darstellen.

Die Meteorographen messen nur den Luftdruck, die Temperatur und die relative Feuchte. So wichtig diese Werte und die daraus ableitbaren Größen auch für die Wetteranalyse und für die Prognose sind, die Lage der flugnavigatorischen Gefahrenzonen wird durch sie allein nicht bestimmt. Der Wetterflieger dagegen kann genau angeben, wo durch Dunst oder Wolken Sichtbehinderungen vorliegen, wo nach Art der Wolkenelemente Vereisung zu erwarten ist, wo die Bequemlichkeit der Fluggäste durch Böigkeit behindert und wo durch Eisnadelfall der FT - Empfang gestört werden kann.

Das Meßinstrument des Aerologen ist nur den Einwirkungen seiner eigenen dünnen Grenzschicht unterworfen, das Auge des Aerologen im Wetterflugzeug dagegen übersieht oftmals Gebiete von 200 ooo Quadratkilometern.

Ein großer Vorteil der Augenbeobachtungen liegt in der Möglichkeit, Veränderungen der Atmosphäre advektiver oder dynamischer Art unmittelbarer und schneller zu erkennen als es nur bei Verarbeitung der gemessenen

Werte möglich ist. Gerade diese Veränderungen sind für den Kameraden auf der Wetterwarte meist wichtiger als nur die Kenntnis des augenblicklichen Zustandes.

Der Klartext wird in der Regel an die Bodenfunkstelle durch Funk abgesetzt, wenn das Wetterflugzeug den Fluggipfel erreicht hat. Die Veränderungen der Atmosphäre aber werden dann besonders klar, wenn die Aufstiegsbeobachtungen mit den Abstiegsbeobachtungen verglichen werden. Darum darf sich die Arbeit des Wetterfliegers nicht auf die Anfertigung und Abgabe des Klartextes beschränken, sondern auf jeden Wetterflug muß eine Besprechung mit den diensthabenden Meteorologen der Wetterwarte folgen, in der die Abstiegsbeobachtungen mit ihren Folgerungen besprochen werden.

Der Vergleich der Auf- und Abstiegsbeobachtungen und die daraus abgeleiteten Veränderungen werden um so genauer sein, je besser die Einzelbeobachtung ist.

Ich möchte hier einige Ratschläge geben, die bei der Anleitung junger Meteorologen zu Klartextbeobachtungen von Wert sein können:

Der Wetterflug-Beobachter wird nur dann gute Beobachtungen anstellen können, wenn er vor dem Flug drei Bedingungen erfüllt hat, nämlich:

1) das Studium der Landkarte
2) das Studium der Wetterkarte und
3) die genaue Betrachtung des Himmels vom Erdboden aus.

Zu 1: Die Sichtweite und die Verteilung der Wolken lassen sich nur dann angeben, wenn man die Landschaft, über der der Flug stattfindet, genau kennt.

Als markante Sichtziele für Hamburg nenne ich folgende Orte:

Ort	Entfernung vom Platz	Richtung v. Platz
Heilanstalt Langenhorn	4.5 km	NNE
Schu-Berg 63 m	13.0 km	NE
Süllberg 92 m	16.5 km	SW
Elbknie bei Stade	30 km	W
Geesthachter Höhen	35 km	SE
Lübecker Bucht	55 km	NE

Die Art des Geländes beeinflußt häufig die Verteilung der Wolken. Darum muß der Wetterflieger über die Feuchtigkeitsverhältnisse des Untergrundes und über die Verteilung der Höhenzüge in der Umgebung Bescheid wissen.

Die Geländekenntnisse helfen dem Beobachter auch bei anderen Gelegenheiten, besonders wenn nach einem Versagen des FT-Gerätes und nach einem Wolkenflug die Bodenorientierung wieder aufgenommen werden muß.

Zu 2: Die Aufstiege der Wetterflugstellen bilden heute schon eine wichtige Ergänzung zu den Beobachtungen des synoptischen Bodennetzes.

Will daher der Wetterflieger äußerste Klarheit über das atmosphärische Geschehen gewinnen, so muß er schon vor dem Auftsieg die vorliegenden Bodenwetterkarten studieren. Meist wird er dann finden, daß die Gebiete starker Luftdruckänderungen beim Aufstieg seine größte Aufmerksamkeit beanspruchen.

Es müssen aus den Wetterkarten alle Daten entnommen werden, die für den Flug von Wichtigkeit sein können, insbesondere die Lage von Fronten und Okklusionen, Sicht und Wolkenhöhe in der Umgebung, Art der Wolken, voraussichtliche Drehung des Windes mit der Höhe und die Art des Niederschlages.

Zu 3: Die Betrachtung des Himmels vom Erdboden aus ist wichtig aus drei Gründen:

a) weil manches am Himmel sich vom Boden aus besser beurteilen läßt als vom Flugzeug,

b) weil nur der ständige Vergleich der vom Boden geschätzten mit den vom Flugzeug gemessenen Daten eine gründliche Übung in der Beurteilung des Wolkenhimmels verleihen kann und

c) weil die Betrachtung des Himmels vom Boden - ähnlich wie das Studium der Wetterkarte - eine Vorbereitung auf die ersten Beobachtungen ist, für die beim Flug oft nur wenig Zeit zur Verfü-

gung steht.

a) Es gehört nicht viel Übung dazu, den Augenblick anzugeben, in dem das Wetterflugzeug gerade die Höhe einer Dunstgrenze oder einer Wolkenober- oder -unterseite erreicht hat. Die Höhe kann dann am Höhenmesser relativ genau angegeben werden. Die Menge und die flächenhafte Verteilung einer Bewölkung dagegen läßt sich nur dann genau angeben, wenn der Beobachter von den Wolken einen großen vertikalen Abstand hat. Darum werden auch die Mengen- und Verteilungsangaben im Klartext um so ungenauer, je weniger Abstand von den Wolken dem Beobachter zur Verfügung stand, d.h. je mehr Wolkendecken durchflogen wurden. Vom Boden aus läßt sich schon Manches an den Wolken erkennen, was beim Fluge verloren gehen kann. Viele begehen den Fehler, als untere Wolkengrenze stets diejenige Höhe zu melden, bei der das Flugzeug zum ersten Mal in die Wolken taucht. Bei genauer Betrachtung des Himmels kann man aber oft schon vom Erdboden aus erkennen, daß die Wolkenunterseite vielfach Ausbauchungen zeigt. Dann hängt es meist vom Zufall ab, ob das steil aufsteigende Flugzeug zuerst in solcher Ausbauchung oder in einer Vertiefung in die Wolken taucht. Sind die Wolken an sich schon tief, so wird diese Feinstruktur der Wolkenunterseite für die Flieger äußerst wichtig, weil sie diejenige Höhe bestimmt, in der vom Flugzeug aus beim Horizontalflug erstmalig - wenn auch vielleicht nur selten und kurz-

zeitig - der Erdboden gesehen und die Orientierung aufgenommen werden kann. Bei tiefen Wolken ist darum immer zunächst die Lage und Menge der tiefen Fetzen zu geben und als untere Wolkenhöhe die Höhe der tiefsten Ausbuchtungen der Wolkendecke zu melden. Dann muß ein Zusatz erfolgen, der angibt, bis zu welcher Höhe senkrechte Sicht bis zum Erdboden besteht.
Oft kann man auch vom Erdboden Beobachtungen über die Zugrichtung einer oder mehrerer Wolkendecken machen, was die Navigation erleichtert und bei Winddrehung mit der Höhe Aufschluß über die Lage der Temperaturfelder gibt.

b) Der Anfänger sollte vor jedem Flug einen Versuchsklartext anfertigen, der sich nur auf die Bodenbeobachtungen stützt. Aufzunehmen sind die Sichtveränderungen in unteren Schichten (Sichtzu-oder -abnahme) die Höhe von Wolkendecken und Fetzen und -nach der Helligkeit des Himmels und der Wetterlage geschätzt- die Mächtigkeit der Wolken. Erwünscht ist noch ein Zusatz über evtl. hohe Bewölkung. Durch den Vergleich solcher Versuchstexte mit den Beobachtungen beim Fluge wird der Beobachter in der Schätzung von Wolkenhöhen und Sichtweiten geübt und dazu erzogen, auch wirklich alles, was am Himmel zu sehen ist, zur Beurteilung der Wetterlage heranzuziehen.

c) Bei Schlechtwetterflügen hat heutzutage der beobachtende Funker bezw. der funkende Beobachter sehr viel zu tun. Die Bodenfunkstellen verlangen außer den Start-

und Landemeldungen oft Auskünfte über die Flughöhen und über die Wolken-und Sicht - verhältnisse, warnen vor Zusammenstößen und geben Anweisungen über die Durchführung der Landungen. Bei schlechtem Wetter brauchen die Piloten viele Peilungen.Trotz dieser vielen Funkübermittelungen dürfen dem Beobachter keine Erscheinungen am Himmel verloren gehen. Darum ist es be - sonders wichtig, daß sich der Wetterflug- beobachter schon am Boden auf die ersten Beobachtungen vorbereitet.

Zum Schluß möchte ich noch auf einige Erscheinungen hinweisen, die manchem Anfänger Schwierigkeiten machen.

Dunst.

Die Stärke von Dunst wird meist überschätzt, weil sich die oberen Dunstgrenzen sehr deutlich am Horizonte gegen den Himmel abheben. Für die Stärkeskala sind die nach - folgend gegebenen Sichtweiten als Kennzeichen gegeben. Horizontale Sichtziele mit bekannten Entfernungen fehlen aber meist. So wird oft nur die Veränderung der Sicht - weite von Erdzielen als Maß für die Dunststärke übrig bleiben. Liegen Dunstschichten dem Boden auf, so kann man unbedenklich die Skala direkt anwenden. Liegen aber zwischen dem Beobachter und dem Boden außer der Dunst - schicht noch dunstfreie Schichten, so ist die für die Dunststärke maßgebende Sichtweite aus der tatsächlichen Sichtweite durch Multiplizieren mit der Dicke der Dunst- schicht und Dividieren durch die Gesamthöhe des Flug - zeugs zu gewinnen. Bei mehreren Dunstschichten wird es sehr kompliziert die Dunststärke aus der Sichtweite von Bodenzielen zu berechnen. Dann gibt man besser die wirklichen Sichtweiten für mehrere Höhenstufen an. Die sind dann für die Piloten ein zuverlässigeres Maß für die Möglichkeit der Orientierung.

Dunst	sehr stark	Sicht	1 - 2 km
	stark		2 - 4 km
	mäßig		4 - 10 km
	schwach		über 10 km

Besteht stark verschiedene Sicht nach verschiedenen Richtungen, so soll man den Beleuchtungseinfluß vom Wettereinfluß unterscheiden. Ist der Beleuchtungseinfluß stark, so wählt man zweckmäßig als Sichtweite diejenige, die in 60° seitlich vom Sichtminimum vorhanden ist; denn diese Richtung wird auch beim ungünstigen Kurs den Piloten immer zur Orientierung im Gelände zur Verfügung stehen.

Wolken.

Die meiste Schwierigkeit hat der Anfänger bei der Unterscheidung von Stratus und Stratocumulus. Er ist geneigt, fast alle Wolkendecken als Stratocumulus zu bezeichnen, weil die Wolkenoberflächen meist eine ballige Oberfläche haben, die an Cu erinnert. Man erlebt nur selten, daß eine Wolkendecke an der Oberfläche ebenso glatt ist, wie man es von Unterseite von Stratus gewöhnt ist. Dann handelt es sich meist um ganz junge und dünne Decken, deren Oberfläche gegen Ausstrahlung zumeist noch durch eine höhere Wolkenschicht geschützt ist. Gewiß deuten die Wolkenballen an der Oberfläche darauf hin, daß eine schwache Wirbelbewegung in der Wolke vorhanden ist, bei deren Entstehung außer scherenden Windkräfte auch Kondensationsprozesse beteiligt sein können. Aber die Kondensationsprozesse sind hierbei doch nicht vorherrschend. Man sollte eine Wolkenschicht erst dann als Stcu bezeichnen, wenn wirklich feuchtlabile Umlagerungen an der Böigkeit, der wechselnden Dichte und an den ausgeprägten meist unregelmäßigen Quellköpfen der Oberfläche klar erkennbar sind.

Eisnadelfall.

Eisnadeln verursachen meist erhebliche Empfangsstörungen, weil im Empfänger des Flugzeugs starkes Rauschen

auftritt. Dadurch kann die Verkehrsluftfahrt gefährdet werden, besonders im Winter, wenn der Eisnadelfall bis in tiefe Schichten reicht.

Eisnadeln können den tieferen wärmeren Schichten erhebliche Wärmemengen an Schmelz- und Verdampfungswärme entziehen und evtl. als Kerne kräftiger Kondensation wirken.

Darum soll jeder Eisnadelfall gemeldet werden. Bei Sonnenschein erkennt man Eisnadeln an der Untersonne. Im Schatten kann man meist einzelne Eisnadeln erkennen, wenn sie in den Beobachtersitz wirbeln.

Glorien.

Auf jeder Wolkendecke sieht man im Gegenpol der Sonne Glorien. Es lohnt nur dann Glorien zu melden, wenn ihre Farbfolge sich mehr als zweimal wiederholt. Man kann daraus auf sehr gleichförmige Tröpfchen schliessen.

Entfernungen.

werden vom Flugzeug aus meist überschätzt. Häufig erscheinen dem Beobachter Wolkenteile weiter entfernt als ihre Schatten, obwohl die Sonne im Rücken steht. Man schätzt daher besser den Winkel gegen die Horizontale, unter dem die Wolke sichtbar ist. Die Höhe des Beobachters über oder unter der Wolke lässt sich meist sehr genau messen. Die Entfernung der Wolke ist dann

$$E = \frac{60 \text{ mal Höhe}}{\text{Winkel.}}$$

Für Entfernungsmessungen sollte ein Pendelquadrant im Flugzeug mitgeführt werden.

Böigkeit.

Eine geringe Böigkeit kann sich in grösseren Höhen, in denen ein Flugzeug nicht mehr so stabil fliegt wie am Boden, unangenehmer auswirken, wie eine grosse Böigkeit in den unteren Luftschichten. Da die Böigkeitsangaben in erster Linie für den Piloten gedacht sind, sollte der Wetterflugbeobachter die Schätzung des Böigkeitsgrades dem Flugzeugführer der Wettermaschine überlassen. Viele wis-

sen nicht, daß die Stärke 0 bereits eine geringe Luftunruhe anzeigt.

Vereisung.

Zu den Vereisungsmeldungen sollte stets angegeben werden, ob der Eisbelag glatt oder rauh ist. Wir haben am Beobachtersitz der Hamburger Wettermaschinen Streben, an denen man das Wachsen der Vereisung bequem beobachten kann. Man bricht zweckmäßig öfters kleine Stückchen des Eisbelags ab, weil das Wachsen einer dünnen Eisschicht sich leichter beurteilen läßt, als das Wachsen eines dicken Belags.

Art der Meldungen.

Die Beobachtungen der Wetterflugzeuge sollen heute verschlüsselt gemeldet und ausgestrahlt werden. Für offenen Text hat Prof. Raethjen folgende zweckmäßige Reihenfolge vorgeschlagen, die unbedingt eingehalten werden sollte:

Meldung der Erscheinungen nach der Höhe über dem Boden geordnet. Innerhalb jeder Meldung zuerst die Höhenangabe, dann die Richtungs- bezw. Entfernungs- oder Ortsangabe, dann die Mengenangabe und zuletzt die Art. Kleine erläuternde Zusätze können den Meldungen beigefügt werden.

Vorläufig wirken sich die Beobachtungen der Wetterflüge noch nicht so nutzbringend aus, wie sie dann sein würden, wenn von dem beobachteten Gebiet keine Bodenmeldungen vorliegen. Darum ist es wichtig, die Wetterflugbeobachtungen und Meldungen, die von Radiosonden nicht ersetzt werden können, für solche Fälle zu vervollkommnen und zu üben.

Nr. 30: R. S c h ü t z e

Über die Höhenbestimmung von Wolken vom darunter fliegenden Flugzeug aus. Mit Abb. 376.

Mit dem Wetterflugzeug He 46 D-IGYK wurden Versuche angestellt, die Höhe von Wolken zu ermitteln, die oberhalb der Gipfelhöhe des betreffenden Wetterfluges la-

gen. Diesen Versuchen liegt folgende Überlegung zugrunde:

Ebenso wie während des Fluges die Landschaft von vorn nach hinten unter dem Flugzeug hinwegzuwandern scheint, bewegen sich auch senkrecht über dem Flugzeug befindliche Wolken infolge der Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges scheinbar von vorn nach hinten, also entgegengesetzt der Flugrichtung. Diese scheinbare Zuggeschwindigkeit der Wolken ist gering, wenn die Wolke hoch über dem Flugzeug liegt, sie wird immer größer, je geringer der Höhenunterschied zwischen Flugzeug und Wolke ist.

Um einen Maßstab für die Bewegung der Wolken gegenüber dem Flugzeug zu haben, wurden im vorliegenden Falle an dem Antennendraht, der vom mittleren Festantennenmast parallel zum Flugzeugrumpf über die Köpfe der Besatzung hinweg nach der Kielflosse gespannt ist, als Sichtmarken zwei kleine Federklemmen angebracht zur Begrenzung einer Meßstrecke. Beim Fliegen ziehen nun die Wolken am Antennendraht entlang und durchlaufen die Meßstrecke in verschieden langer Zeit, je nach dem Höhenunterschied zwischen Wolke und Flugzeug - gleichbleibende Fluggeschwindigkeit vorausgesetzt.

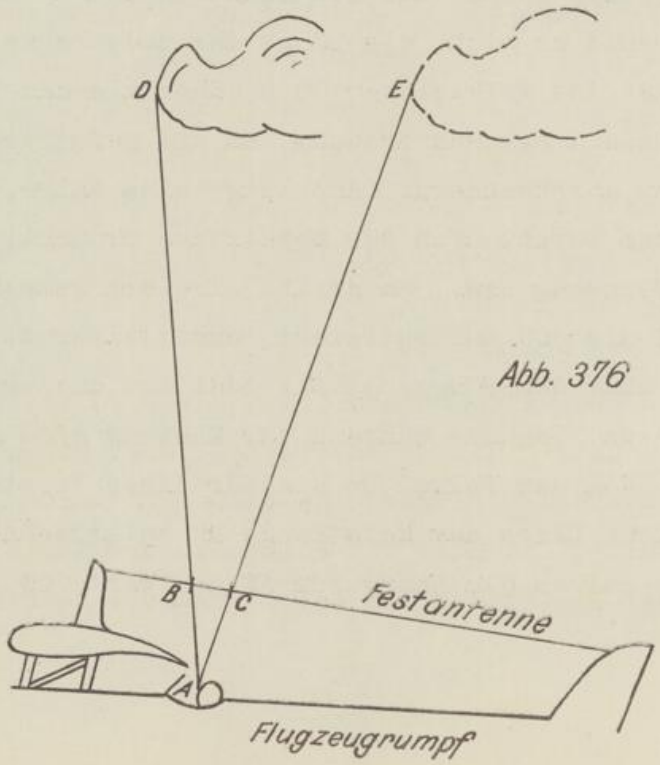


Abb. 376

Am Anfang der Messung geht die Blicklinie vom A, dem Auge des Beobachters, nach der zu messenden Wolke, die bei D liegt, durch den Punkt B, dem Anfangspunkt der abgegrenzten Meßstrecke. Während des Fluges wandert die Sehlinie, die immer auf die gleiche Wolke gerichtet bleibt, bis sie durch C, den Endpunkt der Meßstrecke, verläuft. Dann hat das Flugzeug seit dem Anfang der Messung die Entfernung DE geflogen. Die Zeit, die es dazu gebraucht hat - das ist also die Zeit, die verstrichen ist, während die beobachtete Wolke vom Auge des Beobachters aus gesehen, vom Meßpunkt B bis zum Meßpunkt C gewandert ist - wird mit Stoppuhr (oder durch Sekundenzähler) gemessen. Da die Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges bekannt ist, ist auch die in der gemessenen Zeit zurückgelegte Strecke DE bekannt. Da außerdem die Länge der Meßstrecke BC, sowie AC die Höhe der Meßstrecke über dem Auge des Beobachters, bekannt sind, ist nach dem Strahlensatz auch AE, die Höhe der beobachteten Wolke über dem Auge des Beobachters zu ermitteln:

$$\frac{AE}{AC} = \frac{DE}{BC} \qquad AE = \frac{AC \cdot DE}{BC}$$

Um langes Rechnen während des Fluges zu vermeiden, und das Meßergebnis sofort aus der Sekundenzahl zu entnehmen, empfiehlt es sich, die Länge der Meßstrecke so zu wählen, daß eine Wolke, die 100 m höher als das Flugzeug liegt, gerade 1 Sekunde braucht, um die Meßstrecke von B nach C zu durchwandern. Dann liegt eine Wolke, die 2 Sekunden zum Durchlaufen der Meßstrecke braucht, 200 m über dem Flugzeug usw., es ergibt also die gemessene Sekundenzahl mit 100 multipliziert, unmittelbar die Höhe der Wolke über dem Flugzeug. Die Addition dieser Höhe zur mittleren Flughöhe während der Messung gibt die tatsächliche Höhe der Wolke. Um die für diese Vereinfachung erforderliche Länge der Meßstrecke BC zu errechnen, setzt man in der obigen Gleichung für AE den Wert 100 m und

für DE die Strecke, die das betreffende Flugzeug während einer Sekunde zurücklegt (unter Zugrundelegung der für die Messung in Betracht kommenden Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges). AC ist durch die Ausmaße des Flugzeuges meist gegeben und muß gemessen werden, während der Beobachter im Flugzeug sitzt.

Beispiel für die Berechnung der richtigen Länge der Meßstrecke.

Höhe der Meßstrecke über dem Auge des Beobachters:
1,5 m (= AC).

Für die Messung geeignete Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges:
150 km/Std., das sind in einer Sekunde 41.7 m (= DE).

AE = 100 m.

(Bedingung für die schnelle Auswertung).

Aus der vorher angegebenen Gleichung ist:

$$BC = \frac{AC \cdot DE}{AE}$$

In dem Beispiel ist dann die Länge der Meßstrecke:

$$BC = \frac{1.5 \cdot 41.7}{100} = 0.625 \text{ m}$$

Da die Meßmethode voraussetzt, daß die Luftschicht, in der sich die Wolke befindet und die, in der das Flugzeug liegt, sich entweder beide in Ruhe oder beide in gleicher Bewegung über Grund befinden, werden in der Praxis leicht Fehler auftreten, sobald diese Bedingung nicht erfüllt ist. Verläuft die Relativbewegung beider Luftschichten gegeneinander in Flugrichtung, so wird eine zweite Messung bei um 180° geänderter Flugrichtung eine andere Wolkenhöhe ergeben. Die wahre Höhe liegt näherungsweise im Mittel beider Ergebnisse. Verläuft die Relativbewegung beider Luftschichten gegeneinander quer zur Flugrichtung, ergibt die Messung keinen nennenswerten Fehler, nur ziehen die Wolken nicht mehr am Draht entlang, sondern in einem gewissen Winkel dazu.

Diese Meßmethode ist natürlich nur anwendbar auf

Wolken von vorwiegend horizontaler Erstreckung und mit markanten Stellen, z.B. also Altocumulus- und Cirrusbewölkung, nicht für ganz strukturlosen und unscharfen Alto- oder Cirrostratus.

Weil bei der Auswahl der Meßstrecke eine bestimmte Eigengeschwindigkeit des Flugzeugs angenommen wurde, muß diese Geschwindigkeit (die in größeren Höhen von der Staudruckanzeige erheblich abweicht) während der Messung nach Möglichkeit eingehalten werden.

Etwaige Fehler durch Änderung der Längsneigung des Flugzeuges sind sehr gering, wenn die Meßstrecke sich senkrecht über dem Auge des Beobachters befindet.

Um die Richtigkeit solcher Wolkenhöhenmessungen zu prüfen, wurden wiederholt schon kurz nach dem Start die Höhen von Wolkenschichten zwischen 2000 und 6000 m nach diesem Verfahren gemessen; im weiteren Verlauf des Hö - henaufstiegs wurden beim Durchfliegen der Schichten diese Messungen mit guter Genauigkeit bestätigt.

Die Fehler dürften nach den bisherigen Erfahrun - gen von der Größenordnung 10% sein.