

**Mitteilungen**  
des  
**Deutschen Wetterdienstes**

**Nr. 20**  
(Band 3)

DK 551.557.5 : 551.510.528 : 061.3

**Die Fachsitzung**  
**„Strahlströmung und Tropopause“**  
**in Offenbach a. M. am 7. und 8. Oktober 1959**

Offenbach a. M. 1960  
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

## Inhalt

	Seite
Anschriften der Vortragenden .....	2
Vorwort .....	3
Murgatroyd, R. J.: Some characteristic properties of jet-streams over NW-Europe as shown by measurement from aircraft (Abstract)..	4
Raethjen, P: Über den "Scale"-Unterschied vertikaler und horizon- taler Störbewegungen (Zusammenfassung) .....	6
Reiter, E. R.: Turbulenz im wolkenfreien Raum (Zusammenfassung)	8
Danielsen, E. F.: A determination of the mass transported from stra- tosphere to troposphere over North America during a thirty-six hour interval (Abstract) .....	10
Dahler, H.: Die Bedeutung der Temperaturadvektion für die Bildung und Verlagerung von Strahlstrom und Tropopause (Zusammen- fassung) .....	12
Reymann, G.: Die Strahlströme in der synoptischen Praxis .....	14
Attmannspacher, W.: Nullschicht und Wetter .....	28
Flohn, H.: Mehrfachbildung der Tropopause und Windfeld im äqua- torialen Pazifik .....	50

### Anschriften der Vortragenden

Dr. W. Attmannspacher, Offenbach a. M., Deutscher Wetterdienst,  
Zentralamt

Dr. H. Dahler, Leipzig S 3, Zwickauer Str. 73

Dr. E. F. Danielsen, Seattle/Washington, USA, University of  
Washington

Prof. Dr. H. Flohn, Offenbach a. M., Deutscher Wetterdienst,  
Zentralamt

R. J. Murgatroyd, Farnborough/England, Meteor. Research Flight

Prof. Dr. P. Raethjen, Hamburg, Geophysikalisches Institut der  
Universität

Dr. E. R. Reiter, Innsbruck/Österreich, Institut für Meteorologie und  
Geophysik der Universität

Dr. G. Reymann, Offenbach a. M., Deutscher Wetterdienst,  
Zentralamt



## Vorwort

Die Fachsitzung „Strahlströmung und Tropopause“ wurde von dem Zweigverein Frankfurt/Main der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft und dem Deutschen Wetterdienst gemeinsam veranstaltet, um den Meteorologen des Vorhersagedienstes und den speziell interessierten Wissenschaftlern die Möglichkeit zu geben, ihre Ansichten und Erfahrungen auf einem Gebiet auszutauschen, das durch den Übergang des Luftverkehrs zu Düsenflugzeugen besonders aktuell geworden ist. An dieser Fachsitzung haben — obwohl sie nur kurze Zeit vorher angekündigt werden konnte — über 90 Meteorologen teilgenommen, darunter auch mehrere Vertreter der Nachbarländer. Die aufgeworfenen Fragen wurden lebhaft diskutiert.

Von den gebotenen Vorträgen werden hier die für die praktische Vorhersage, insbesondere des Flugwetters, wichtigsten in vollständiger Fassung, die übrigen im Auszug veröffentlicht; der besonders umfangreiche Bericht von Herrn Dr. Reiter, Innsbruck, über die Turbulenz im wolkenfreien Raum erscheint in den Berichten des Deutschen Wetterdienstes.

Dr. Bell

Präsident des Deutschen Wetterdienstes

**Some characteristic properties of jet-streams over N. W. Europe  
as shown by measurement from aircraft**

by

R. J. Murgatroyd

**Abstract**

For some years the Meteorological Research Flight at Farnborough have been making flights through jet streams as part of a larger research programme studying the main features of the upper troposphere and lower stratosphere. A Mosquito aircraft with a ceiling of about 12 km was used until 1952 and thereafter a Canberra with a ceiling of about 15 km. The instrumentation at present available in the Canberra aircraft consists of aircraft thermometers, a Doppler Navigator for wind finding, a Dobson-Brewer frost point hygrometer, and a chemical method of measuring ozone together with conventional aircraft instruments for obtaining height, air speed, and bumpiness. A short description of these instruments will be given with typical measurements.

The earlier jet stream flights in the Mosquito (Murray) were made during the same period as another programme on the upper structure of fronts with flights in a Hastings aircraft (Sawyer). The results of this work are probably well known and will be mentioned briefly. The later work with the Canberra has been essentially similar but with a greater range of heights and distances and improved instrumentation. Examples of these flight results will be presented and discussed.

Probably the most interesting result of the water content and ozone measurements is that there often appears to be descending motion on the low pressure side of the middle latitude jet stream through the tropopause gap. A tongue of dry, ozone-rich air then appears to flow downwards below the jet stream often into the upper region of a front. Corresponding rising motion with high cloud formation is common on the high pressure side.

Finally some results will be given regarding a few measurements of humidity at high levels obtained in flights over Africa. There is some evidence of the direct Hadley cell with transference of air from the equatorial upper troposphere into the polar stratosphere around 15 km or higher and in the opposite direction at 12 km or below. It is not known however whether these suggested circulations are linked to the sub-tropical jet stream and further work is planned for the near future.

Murray, R.: Some features of jet streams as shown by aircraft observations. Geophys. Mem. No. 97 (1956)

Sawyer, J. S.: The free atmosphere in the vicinity of fronts. Geophys. Mem. No. 96 (1955)

## Zusammenfassung

Seit einigen Jahren werden von der "Meteorological Research Flight" in Farnborough Strahlstromflüge im Rahmen eines größeren Forschungsprogramms durchgeführt, das der Erarbeitung der Charakteristika der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre dient. Bis 1952 wurde eine Mosquito-Maschine mit 12 km, von da an eine Canberra mit 15 km Steighöhe benutzt. Das gegenwärtig in der Canberra verfügbare Instrumentarium besteht aus einem Flugzeugthermometer, einem Doppler Navigator for wind finding, einem Dobson-Brewer Gefrierpunkthygrometer, einer chemischen Ozonmeßeinrichtung und den herkömmlichen Meßinstrumenten für Höhe, Windgeschwindigkeit und Böigkeit. Eine kurze Beschreibung dieser Instrumente wird zugleich mit einigen typischen Meßergebnissen vermittelt.

Die früheren Strahlstromflüge in der Mosquito (Murray) fanden zur gleichen Zeit statt, als Flüge mit einer Hastings-Maschine zur Bearbeitung eines anderen Projektes über die Höhenstruktur der Fronten durchgeführt wurden (Sawyer). Die Ergebnisse dieser Arbeit sind wahrscheinlich bereits bekannt und werden nur kurz angeführt. Die später mit der Canberra durchgeführten Untersuchungen unterschieden sich nicht wesentlich, jedoch erstreckten sie sich auf größere Höhen und Entfernungen, außerdem war das Instrumentarium verbessert. Beispiele der Meßergebnisse werden dargelegt und besprochen.

Wahrscheinlich besteht das interessanteste Ergebnis der Wassergehalt- und Ozonmessungen darin, daß öfters eine Abwärtsbewegung auf der Tiefdruckseite des Jet der mittleren Breiten durch die Tropopausenlücke stattzufinden scheint. Eine Zunge von trockener, ozonreicher Luft scheint dann häufig abwärts unter dem Jet in den oberen Bereich einer Front zu fließen. Auf der Hochdruckseite findet im allgemeinen eine entsprechende Aufwärtsbewegung mit lebhafter Wolkenbildung statt.

Abschließend werden die Ergebnisse einiger über Afrika in großen Höhen vorgenommenen Feuchtigkeitsmessungen gegeben. Es ist ziemlich sicher, daß eine direkte Hadley-Zirkulation existiert, wobei Luftmassen von der äquatorialen oberen Troposphäre versetzt werden in die polare Stratosphäre in etwa 15 oder mehr km Höhe und die umgekehrte Zirkulation in 12 km oder darunter stattfindet. Es ist jedoch nicht bekannt, ob diese vermuteten Zirkulationen in Zusammenhang stehen mit dem subtropischen Jet. Weitere Untersuchungen sind für die nächste Zukunft geplant.

Die ausführliche Arbeit soll in „Beiträge zur Physik der Atmosphäre“ erscheinen.

## Über den „Scale“-Unterschied vertikaler und horizontaler Störbewegungen

von

Paul Raethjen

### Zusammenfassung

Von der Dynamik aus gesehen, gibt es eine räumliche und zeitliche Größenordnungsgrenze zwischen den „kleinräumigen“ und „kurzdauernden“ Strömungsvorgängen, welche von der Corioliskraft unabhängig sind, und den „weiträumigen“ und „langdauernden“, deren Ablauf vorwiegend durch die Corioliskraft bestimmt wird. Diese Grenzgröße liegt zeitlich ungefähr bei einer halben Umlaufdauer des Trägheitskreises (in gemäßigten Breiten etwa bei 8 Stunden), räumlich ungefähr bei dem Durchmesser eines Trägheitskreises mit „normaler“ Umlaufgeschwindigkeit. In gemäßigten Breiten beträgt dieser Durchmesser etwa 300 km. Merkwürdigerweise oder, richtiger gesagt, verständigerweise haben gut organisierte synoptisch-aerologische Beobachtungsnetze gemäßigter Breiten ungefähr diese raumzeitliche Maschengröße, räumlich etwa 300 km, zeitlich 12 Stunden mit der ausgesprochenen Tendenz zur Verdichtung auf 6 Stunden. Daraus folgt, daß im synoptischen Wetterdienst die Effekte der Corioliskraft erhebliche Beachtung finden (in Horizontalkarten), weniger aber die kleinräumigen und kurzdauernden Vorgänge vertikaler Massen-Umlagerungen. Diese letzteren werden (als „Front“-Vorgänge) einer „unstetigen“ Grenze zwischen den „Luftmassen“ zugeschrieben. Dieser „Scale“-Unterschied vertikaler und horizontaler Massenbewegungen ist in der Atmosphäre vorgegeben durch deren topologische Voraussetzung: Sie ist horizontal weiträumig über mehrere 1000 km, vertikal (d. h. für Vertikalumlagerungen) kleinräumig innerhalb 10 km Troposphärenmächtigkeit. Aus den dynamischen Grundgleichungen wird gezeigt, daß periodische und unperiodische „Störbewegungen“ (d. h. Bewegungen, welche aus dem statischen und Gradientwindgleichgewicht herausfallen) sich in weniger als 3 Stunden vollenden, wenn es sich um vertikale Umlagerungen infolge einer Störung des Dichtefeldes handelt, daß sie aber eine Periode von mindestens der Größenordnung des Trägheitsumlaufs (12 bis 36 Stunden) besitzen, wenn sie aus einer Störung des Windfeldes entstehen. Damit ist bewiesen, daß die thermodynamischen Kreisprozesse, welche mechanische (kinetische und potentielle) Energie aus Wärmeübergängen gewinnen, überwiegend „kleinräumig“ und „kurzdauernd“ sind und daher in den synoptischen Karten verborgen bleiben. D. h. der Synoptiker kann (ohne theoretische Spekulationen) die „Ursache“ der Wetterabläufe nur in Stromfeldstörungen finden, nicht in Wärmeeffekten. Insbesondere gilt dieses für den jet stream, über dessen Entstehungsmechanismus der Verfasser anderen Orts ausführlicher berichten wird.

## Abstract

From the viewpoint of dynamics one has to distinguish in order of magnitude in space and time between the "small scale" and "short period" processes independent of the Coriolis force and the "large scale" and "long period" processes influenced substantially by the Coriolis force. The border is found approximately at the half pendulum day in moderate latitudes, i. e. about 8 hours and at the diameter of the inertial circle with normal rotation, i. e. in moderate latitudes about 300 kms. It is amazing, but well done that the synoptic aerological networks have fortunately in moderate latitudes nearly this meshwidth with respect to space and time, i. e. approximately 300 kms and 12 hours with the tendency to reduce the intervals of observations to 6 hours. It follows that synoptic meteorologists focus attention substantially to the effects of the Coriolis force in maps of constant pressure, but much less to the "small scale" and "short period" processes connected with vertical air mass displacement. The latter, called frontal processes, are assigned to an interface of air masses. The difference in scale of vertical and horizontal air displacements follows the topology of the atmosphere which has horizontal dimensions of several 1000 kms and vertically — as vertical displacements are considered — dimensions of 10 kms in the troposphere. From the dynamic basic equations it can be seen that periodic and non-periodic disturbances, i. e. motions for which the static and geostrophic balance is not fulfilled will complete within less than 3 hours, as long as vertical displacements are considered caused by a disturbance of the field of density. It takes however a period of more than a pendulum day (12 to 36 hours) if they are caused by a disturbance of the wind field. This proves that the thermodynamic circular processes for which mechanical, i. e. kinetic and potential energy is gained from heat transfer are mainly "small scale" and "short period" processes and therefore remain undiscovered in synoptic maps. That means that by purely synoptic considerations the causes of weather development can only be found in disturbances of the current but not in thermoeffects. This is especially true for the jet stream. The mechanism of its genesis will be dealt with in details by the author in another paper.

Die ausführliche Arbeit soll in „Beiträge zur Physik der Atmosphäre“ erscheinen.

## Turbulenz im wolkenfreien Raum (Clear-Air-Turbulence)

von

Elmar R. Reiter

### Zusammenfassung

Im ersten Abschnitt wird eine detaillierte Übersicht über die verschiedenen Beobachtungen der "Clear-Air-Turbulence" (CAT) gegeben. Die wichtigsten Charakteristika sind in Tabelle 3 zusammengefaßt. Mögliche Zusammenhänge zwischen CAT und meteorologischen Parametern werden ebenfalls in diesem Abschnitt diskutiert.

Im zweiten Abschnitt wird zunächst darauf hingewiesen, daß die Böigkeit während des Fluges auch durch Parameter beeinflusst wird, welche vom jeweiligen Flugzeugtyp abhängen. Somit besitzen wir in den gemessenen vertikalen und horizontalen Beschleunigungen des Flugzeuges keine streng objektive Angabe über die CAT als atmosphärisches Phänomen. Auch Umrechnungen in vertikale Böengeschwindigkeit auf Grund der Annahme einer scharf begrenzten Böe werden den tatsächlichen Verhältnissen nicht ganz gerecht.

Es wird dann auf verschiedene Labilitätskriterien eingegangen, welche unter Zugrundelegung der Perturbationstheorie kritische Scherungswerte angeben, bei denen eine beliebig kleine Störung ihre Amplitude rasch vergrößert. Es ist damit jedoch noch nicht gesagt, daß die Wellenlänge der betreffenden Störung von einer Größenordnung ist, die sich als CAT äußern würde.

Als wichtigste Kriterien werden die von Richardson und Sasaki eingehend besprochen. Es wird darauf hingewiesen, daß die Mesostruktur und die zeitliche Änderung der Strahlströme die aus Flugzeugmessungen gewonnenen Querschnitte unter Umständen nicht repräsentativ für die momentanen mikrostrukturellen Verhältnisse erscheinen lassen, die für die CAT maßgeblich sind. Daher weisen das Richardson-Kriterium und die CAT in manchen Fällen sehr schlechte Korrelationen auf. Das Kriterium von Sasaki scheint dagegen die Turbulenzfälle besser zu erfassen.

CAT kann unter Umständen auch an Schwerewellen und stehenden Wellen im Lee von Gebirgen und Hügelketten auftreten. Es wird daher ein kurzer Überblick über die entsprechende Fachliteratur gegeben.

Auf Grund der angeführten Charakteristika wird schließlich ein Ausblick auf Prognosemöglichkeiten gegeben. Einige vorläufige Empfehlungen für eventuelle Ausweichmanöver während des Fluges werden angegeben. Schließlich sind einige Hinweise auf Probleme angefügt, die eine nähere Erforschung rechtfertigen würden.

## Abstract

In the first section a detailed view on different observations of clear-air turbulence (CAT) is given. The most important characteristics are summarized in Table 3. Possible connections between CAT and meteorological parameters are likewise discussed in this chapter.

In the second section it is pointed out that bumpiness in flight is also influenced by parameters which depend on the type of aircraft in use. Thus, the vertical and horizontal accelerations measured by the aircraft give no truly objective view of the CAT as an atmospheric phenomenon. Even calculations of vertical gust velocities on the assumption of a "clear edged" gust do not quite correspond to reality.

Several instability criteria are being discussed, which are based on the perturbation theory and which give critical values of wind shear under which an arbitrarily small perturbation will more or less rapidly increase its amplitude. It is, however, not yet stated, whether the wave lengths of these perturbations correspond to the requirements of CAT.

Richardson's and Sasaki's criteria, being the most important, are discussed in details. It is pointed out, that the meso-structure and the time-change of wind field and temperature field in the vicinity of a jet stream may render the cross sections drawn from aircraft measurements unrepresentative with respect to micro-scale fluctuations, such as CAT. Therefore some cases give a rather bad correlation between Richardson's criterium and CAT. Sasaki's criterium seems to correlate considerably better.

CAT can be observed under certain conditions within the range of gravity waves and standing waves to the lee of mountains and hills. Therefore a short survey on the relevant literature is given, too.

Based upon the given characteristics of CAT, some possibilities of forecasting are taken into consideration. Several tentative recommendations for evasive in-flight manoeuvres are mentioned. Finally, several problems are stated, which deserve further research.

Die ausführliche Arbeit erscheint als „Bericht des Deutschen Wetterdienstes Nr. 61 (1960)“.

**A determination of the mass transported from stratosphere to troposphere over North America during a thirty-six hour interval**

by

E. F. Danielsen

**Abstract**

The mass transport from stratosphere to troposphere over North America was computed for the period 0000 GMT, 2 Jan. to 1200 GMT, 3 Jan., 1958. During the thirty six hours  $4. \pm 0.5 \times 10^{14}$  kilograms of air flowed from one regime to the other. While in the stratosphere this mass occupied a rather large area, approximately 45 per cent of the surface area of the United States, but it was restricted to only 12 mbs in depth. As the air subsided it passed beneath a jet stream from the cyclonic to anticyclonic side. Its stability,  $\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$  remained almost constant but all the air was accelerated with approximately an 100 per cent increase in speed in the last 12 hours. In the troposphere this air appeared as a thin layer of high wind speed and stability with a dew point too low to be recorded by the American equipment.

The flow was computed from isentropic trajectories which in turn were computed from the observed winds and the gradients of the isentropic stream function. The method of computing the stream function and the trajectories has been given a rather complete treatment because it is felt that they put isentropic analysis on a firm and workable basis.

**Zusammenfassung**

Der Massentransport von der Stratosphäre zur Troposphäre wurde über Nordamerika für den Zeitraum vom 2. Januar 0000 GMT bis 3. Januar 1958 1200 GMT berechnet. In diesen 36 Stunden flossen  $4.0 \pm 0.5 \times 10^{14}$  kg Luft von einem Bereich in den anderen. In der Stratosphäre bedeckte diese Luftmasse ein relativ großes Gebiet, ungefähr 45% der Vereinigten Staaten, wies aber nur eine Mächtigkeit von 12 mb auf. Während des Absinkprozesses wurde die Luft unterhalb eines Jet von der zyklonalen zur antizyklonalen Seite versetzt. Ihre Stabilität  $\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$  blieb nahezu konstant, jedoch erfuhr die gesamte Masse eine Beschleunigung von ungefähr 100% der Geschwindigkeit in den letzten 12 Stunden. In der Troposphäre wurde diese Luftmasse als eine dünne Schicht mit hoher Windgeschwindigkeit und Stabilität vorgefunden. Der Taupunkt war so niedrig, daß er von den amerikanischen Sonden nicht gemessen werden konnte.

Die Strömung wurde aus isentropen Trajektorien berechnet, die ihrerseits aus den beobachteten Winden und Gradienten der isentropen Stromfunktion berechnet wurden. Auf die möglichst exakte Rechenmethode von Stromfunktion und Trajektorien wurde großer Wert gelegt, weil hiervon die Brauchbarkeit und Zuverlässigkeit der Isentropenanalyse wesentlich abhängt.

Die ausführliche Arbeit soll in „Beiträge zur Physik der Atmosphäre“ erscheinen.

**Die Bedeutung der Temperaturadvektion für die Bildung  
und Verlagerung von Strahlstrom und Tropopause**

von

Hermann Dahler

**Zusammenfassung**

Die Bildung, Verlagerung und Auflösung der Strahlströme sind eng mit advektiven Temperaturänderungen verbunden. Dabei tritt Neubildung oder Verstärkung von hochtroposphärischen Strahlströmen ein, wenn auf der kalten Seite der Strömung eine Advektion kälterer Luft und gleichzeitig auf der warmen Seite eine Advektion wärmerer Luft vorhanden ist (Konfluenz), bei Abschwächung oder Auflösung der Strahlströme ist es umgekehrt (Diffluenz). Konfluenz kann bei Richtungskonvergenz und Richtungsdivergenz der Strömung auftreten, ebenso Diffluenz. Die relativ seltene Zyklonogenese tritt ein, wenn im Delta der Frontalzone bzw. des Strahlstroms Diffluenz und im Einzugsgebiet Konfluenz — also umgekehrt wie normal — stattfindet. Konfluenz und Diffluenz können auch nur einseitig in Erscheinung treten. Bei der horizontalen Verlagerung von polaren und tropischen Luftmassen wird die relativ niedrig bzw. hoch gelegene Tropopause ähnlich wie die Isobarflächen annähernd mitverlagert. Dabei hängt die stratosphärische Temperaturkompensation der troposphärischen Temperaturadvektion offenbar eng mit den großräumigen troposphärischen (advektiv bedingten) Vertikalbewegungen zusammen. Zur Erfassung der troposphärischen und substratosphärischen Temperaturadvektion, die sowohl für Strahlstrom und Tropopause als auch für das gesamte Wettergeschehen von grundlegender Bedeutung ist, erscheint die Abschaffung der Verschlüsselung der Windrichtung in Dekagrade und ein dichteres Radarwindmeßnetz erforderlich.

**Abstract**

The formation, migration and dissolution of jet streams are closely connected with advective temperature changes. These processes are accompanied by a new formation or an intensification of jet streams in the upper troposphere, if on the cold side of the jet an advection of cold air takes place with a simultaneous advection of warm air on the warm side (confluence) and vice-versa for the weakening or dissolution of the jet streams (diffluence). When a convergence and/or divergence of the direction of the current is observed, confluence and/or diffluence may both occur. The infrequent cyclogenesis takes place if in the delta of the frontal zone and/or the jet stream a diffluence and in the entrance region confluence — in contradiction to the regular case — is observed. Confluence and

difffluence may also occur only at one side of the jet. The horizontal displacement of polar and tropical air masses is accompanied by an approximate displacement of the relatively low and/or high situated tropopause. The similar is true for the isobaric levels. The stratospheric temperature compensation of the tropospheric temperature advection is obviously closely connected to the large scale tropospheric (advectively caused) vertical motions. To control the tropospheric and sub-stratospheric temperature advectations — which are important not only for the jet and tropopause but also for the whole of meteorological processes — it is obviously necessary to discard the coding of the wind direction in decagrades and to have a denser network of rawins.

Die ausführliche Arbeit soll in „Zeitschrift für Meteorologie 13, H. 9/10 (1959)“ erscheinen.

## Die Strahlströme in der synoptischen Praxis

von

Georg Reymann

(mit 8 Abbildungen im Text)

### Zusammenfassung

Die allgemeinen Eigenschaften der Strahlströme werden erörtert, hauptsächlich soweit sie den Polarfront-Strahlstrom der Nordhalbkugel betreffen. Dabei zeigen sich einerseits bemerkenswerte Parallelen zwischen dem frontalen Geschehen und dem Verhalten des Strahlstromes, andererseits aber auch voneinander unabhängige Vorgänge. Die Verstärkung der Strahlströme durch thermische Konfluenz ist auf Wetterkarten nachweisbar, während sich die von der Theorie postulierte Impulskonfluenz der synoptischen Betrachtungsweise entzieht. Es werden einige für die synoptische Praxis nicht nur brauchbare, sondern auch notwendige Modellvorstellungen angegeben und an einer Wetterlage verschiedene Phasen eines Strahlstromes aufgezeigt. Güteziffern für Vorhersagekarten der 300-mb-Fläche zeigen die gegenwärtige Leistungsfähigkeit der synoptischen Methode. Durch die von der Praxis ausgehende Notwendigkeit einer verstärkten Berücksichtigung der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre ergeben sich neben neuen Aufgaben auch neue Möglichkeiten für die dreidimensionale Erfassung des Wettergeschehens.

### Abstract

The general properties of the jet-streams are discussed, above all as far as the polar jet-stream of the Northern Hemisphere is concerned. On the one hand there are remarkable parallels between the frontal processes and the behaviour of the jet-stream, on the other hand are also occurring independent events. The intensification of the jet-stream by thermic confluence can be demonstrated by weather maps, while the impulse confluence postulated by theory is beyond synoptic consideration. Some models are given which are not only practicable, but also necessary for synoptic routine service, and the different phases of a jet-stream are represented with a defined weather pattern. Quality checks of forecast maps for the 300 mb level show the actual accuracy of synoptic methods. The necessity established by praxis to intensify the consideration of the upper troposphere and the lower stratosphere causes, besides new tasks, new possibilities for the three-dimensional study of meteorological processes.

Die Auffassungen über die Zustände und Vorgänge in der freien Atmosphäre, soweit sie die am Boden auftretenden Wettererscheinungen bedingen, haben im Laufe der Zeit gegenüber der ursprünglichen Form bemerkenswerte Wandlungen erfahren. So ist z. B. durch die Entdeckung der Stratosphäre und die Erforschung des thermischen Aufbaues der Hoch- und Tiefdruckgebiete klar geworden, daß eine einfache Extrapolation von unten nach oben und die Anwendung an sich einleuchtender physikalischer Überlegungen zu Deutungen führen, die einer genaueren Beobachtung nicht standhalten. In diesen Zusammenhang gehört auch das Bekanntwerden mit den Strahlströmen, deren wesentliche Züge erst in den Jahren nach dem letzten Kriege herausgearbeitet worden sind.

In der ursprünglichen Darstellung des atmosphärischen Zustandes mit Hilfe von Bodenkarten erwiesen sich die auf Meeresniveau reduzierten Druckgebilde als soweit persistent, daß man mit ihnen nicht ohne gewissen Erfolg prognostisch arbeiten konnte. Nach dem ersten Weltkrieg wurde das Bild durch Fronten und Luftmassen verfeinert, Begriffe, die zweifellos eine Präzisierung von Diagnose und Prognose gebracht haben. In den 30er Jahren gelang mit Hilfe täglicher Flugzeugaufstiege ein erster Vorstoß synoptischen Ausmaßes in die dritte Dimension. Dabei ergab sich, daß die Fronten in der freien Atmosphäre häufig nicht mit der erwarteten Deutlichkeit ausgeprägt waren. Deshalb blieben scharfe Temperaturgegensätze vornehmlich den unteren Schichten vorbehalten und wurden in erster Linie durch Reibung erklärt, während nach oben hin ein kontinuierlicheres Temperaturfeld postuliert wurde (1). Außerdem fanden sich oberhalb der am Boden abgeschlossenen Hoch- und Tiefdruckgebiete oft nur Keile und Tröge und somit auch im Druckfeld einfachere und glattere Formen. Das erschien durchaus plausibel, nämlich durch die Erklärung, daß die stark gegliederte Erdoberfläche eine Grenz- und Reibungszone darstellt, die der anbrandenden Atmosphäre eine entsprechende Vielgestaltigkeit aufprägt, während mit der Höhe durch den Wegfall solcher Grenzeffekte die Verhältnisse ausgeglichener werden.

So lag es nahe, diese Überlegungen auch auf das Strömungsfeld auszudehnen und oberhalb von 500 mb eine einigermaßen gleichförmige, erst in Tropopausehöhe begrenzte Windverstärkung anzunehmen, eine Annahme, die gegen Ende des Krieges für die in größerer Höhe operierenden Flugzeuge gelegentlich zu unliebsamen Überraschungen führte.

Wir stehen heute der bemerkenswerten Tatsache gegenüber, daß oberhalb des in mancher Hinsicht ausgezeichneten und deshalb für prognostische Zwecke besonders geeigneten 500-mb-Niveaus neue Strukturen auftreten, die zwar mit der Gliederung der unteren Troposphärenschicht zum Teil in unmittelbar erkennbarem Zusammenhang stehen, teilweise aber auch davon unabhängig erscheinen. Eine völlige Unabhängigkeit ist allerdings nicht zu erwarten, denn es gibt in der Atmosphäre keine festen Grenzen, weshalb man genötigt ist, die beobachteten Erscheinungen und Vorgänge als vielfältige Auswirkungen eines einheitlichen Geschehens aufzufassen.

Die Eigenart der Strahlströme besteht darin, daß in der freien Atmosphäre ein Hauptanteil der Neigung der im Mittel vom Äquator zum Pol abfallenden Isobar- und Isothermenflächen und damit der vorherrschenden Zonalströmung auf einige schmale Zonen zusammengedrängt ist. Als Faustregel kann dienen, daß das in den mittleren Breiten zwischen 300 und 200 mb anzutreffende Windmaximum ziemlich genau über dem stärksten Temperaturgradienten in 500 mb liegt. Während man, wie erwähnt, früher dazu neigte, die Frontflächen und damit die Isothermengradienten nach oben hin diffus werden zu lassen, ist es heute geradezu umgekehrt; denn es sind jetzt scharfe Gradienten in der freien Atmosphäre erforderlich und durch genaue Beobachtung auch tatsächlich nachgewiesen, um über die thermische Windgleichung die Windbänder zu deuten.

Man geht sogar daran, auch in der freien Atmosphäre Frontkonturkarten zu zeichnen, d. h. Darstellungen der Frontzüge auf den Hauptisobarenflächen, um damit ein räumliches Bild der Frontfläche zu gewinnen (2).

In großen Zügen gesehen, existieren in der Erdatmosphäre 5 Strahlströme:  
Ein tropischer Oststrom von großer Beständigkeit,  
je eine subtropische Westströmung mit leicht wellenförmigem Verlauf, der in erster Linie orographisch bedingt ist,  
je ein Strahlstrom der mittleren Breiten, der eng mit den Störungen an der Polarfront zusammenhängt und starken Lage- und Intensitätsänderungen von Tag zu Tag und in Abhängigkeit von den Jahreszeiten unterworfen ist.

Der Westdrift entsprechend, ist die mittlere Richtung der Strahlströmung an der Polarfront ebenfalls von West nach Ost gerichtet, doch kommen insbesondere auf der Nordhalbkugel auch starke meridionale Abschnitte und gelegentlich sogar von Ost nach West gerichtete Teilstücke vor, die sich u. U. über mehrere Tage verfolgen lassen. Dieses außerordentlich vielgestaltige und rasch wechselnde Bild des Polarfrontstrahlstromes auf der Nordhalbkugel stellt den Synoptiker, soweit er sich mit der oberen Troposphäre zu beschäftigen hat, diagnostisch und prognostisch jeden Tag vor neue, keineswegs leicht und immer befriedigend zu lösende Aufgaben.

Die großräumige Anordnung des Polarfront-Strahlstromes steht im Zusammenhang mit dem hemisphärischen Strömungsbild. Im Fall gut ausgebildeter planetarischer Wellen werden die einzelnen Tröge und Keile von Strahlströmen flankiert, z. T. auch ganz umschlungen. In langen Westwindzonen kommen ähnlich lange Strahlströme vor, häufig mit geringer oder überhaupt nicht erkennbarer Struktur. In einem Gebiet mit hohem Zonalindex ist meist nur ein Strahlstrom ausgebildet, in Gebieten schwächerer Gradienten kommen mitunter zwei Parallelbänder oder unregelmäßige Verzweigungen vor. Das steht in Analogie zu den unteren Schichten, in denen das Bild bei starker Strömung im allgemeinen klarer und einheitlicher ist als bei schwachen Druckgradienten.

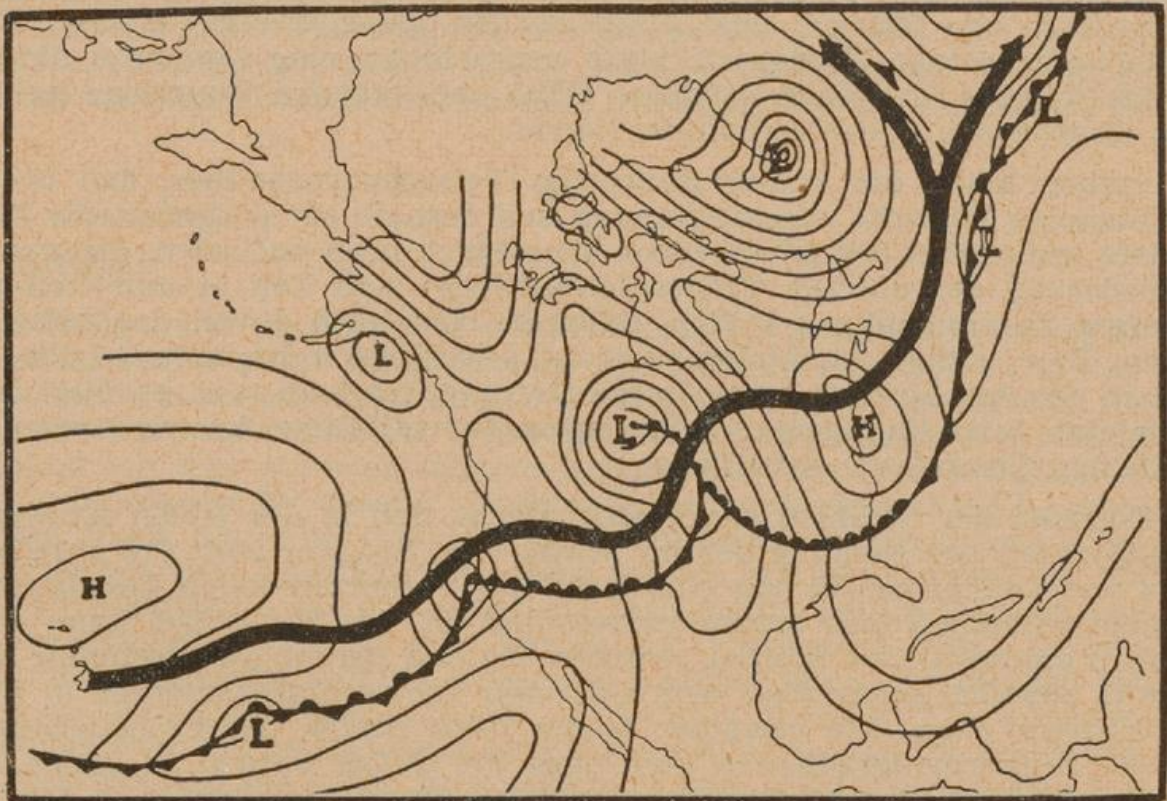


Abb. 1

Strahlstrom einer idealisierten Zyklonenfamilie nach V e d e r m a n (3)

In erster Linie haben uns nun die Beziehungen der Strahlströme zu den synoptischen Systemen zu interessieren. Hierher gehört die Feststellung, daß zu jedem gut ausgeprägten, thermisch einige Kilometer hoch nachweisbaren Frontenzug ein Strahlstrom gehört. Die Umkehrung dieses Satzes ist keineswegs allgemein gültig, wie schon die Existenz des subtropischen Windbandes beweist. Einem Strahlstrom in der freien Atmosphäre entspricht nicht immer eine deutliche Front in Bodennähe. Wenn man aber wieder die thermische Windgleichung heranzieht, dann folgt daraus, daß in der freien Atmosphäre durchaus stärkere Temperaturgradienten auftreten müssen, die sich jedoch zum Boden hin verwischen. Deshalb läßt sich auch aus einer guten Bodenanalyse keineswegs eine eindeutige Strahlstromanalyse herleiten.

Einen idealisierten Strahlstrom, der zu verschiedenen Entwicklungsstufen einer Zyklonenfamilie gehört, hat *V e d e r m a n* dargestellt (3). Im Anfangsstadium der Wellenzyklone (Abb. 1) liegt das Tiefzentrum eindeutig südlich vom Strahlstrom; der Abstand ist durch eine Frontneigung von 1:70 bis 1:100 gegeben. Mit wachsender Verwirbelung wechselt der tiefste Druck auf die Nordseite hinüber und liegt im Endzustand des verwirbelten Zentraltiefs Tausende von Kilometern nordwärts. Außerdem wird der ursprünglich glatte Strahlstrom mit dem Fortschreiten des Okklusionsprozesses mehr und mehr deformiert. Im allgemeinen liegt, entsprechend der unterschiedlichen Neigung der Frontflächen, der Strahlstrom näher an der Kaltfront als an der Warmfront, eine Regel, die allerdings nur bei rasch bewegten Fronten in zyklonaler Strömung gut erfüllt ist. Wenn die Kaltluft in einer stark diffluenten unteren Strömung antizyklonal ausfließt, kann sich die vordere Grenze dieser seichten, in der Vertikalen meist von einer scharfen Inversion begrenzten Schicht weit von der oberen baroklinen Zone entfernen. In diesem Stadium läuft die untere Front dem Strahlstrom gewissermaßen davon.

Die Frage nach einer Verstärkung oder Abschwächung der Strahlströmung ist mit dem genannten Schema noch keineswegs beantwortet, wenn auch eine erste Vermutung nahelegt, daß bei der Intensität eine gewisse Parallelität zwischen der unteren und oberen Entwicklung besteht. Über die Lebensgeschichte eines einzelnen Strahlstromes, soweit man überhaupt von einem Individuum sprechen kann, bestehen bisher noch recht undeutliche Vorstellungen. So wird z. B. eine Tendenz zur Ausbildung in höheren Breiten und zu einer langsamen Südwärtsverlagerung der Strahlströme angegeben (4). Parallele Strombänder sind unter diesen Voraussetzungen als zwei Systeme, ein älteres im Süden und ein jüngeres im Norden aufzufassen. Diese Betrachtungsweise steht zweifellos mit dem Verhalten der Zyklonenfamilien in Zusammenhang, Ansatz im Norden und Durchschwenken nach Süden, ist aber deshalb auch allen hierbei auftretenden Unregelmäßigkeiten unterworfen und bringt gegenüber den herkömmlichen Vorstellungen keine neuen Gesichtspunkte.

Entsprechend dem oben zitierten Sachverhalt, daß jedem hinreichend hohen Frontenzug ein Strahlstrom überlagert ist, liegt es nahe, Fronten- und Strahlstrombildung in Zusammenhang zu bringen. So sind die klassischen Vorstellungen von *B e r g e r o n* über die Frontogenese in einem Deformationsfeld von *N a m i a s* und *C l a p p* (5) zu einer Konfluenztheorie ausgebaut worden, nach der die Entstehung eines Strahlstromes auf der Annäherung von Warm- und Kaltluft in einem konfluenten Strömungsfeld beruht. Diese kinematische Betrachtungsweise läuft in ihren dynamischen Konsequenzen allerdings auf direkte Solenoidzirkulation hinaus, also Hebung und Abkühlung der Warmluft sowie Absinken und Erwärmung der Kaltluft, und damit auf Prozesse, die der Verstärkung des thermischen Gefälles entgegenwirken. Auf Grund statistischer Untersuchungen scheint jedoch in der Strahlstromregion ein Massenfluß von tiefem zu hohem Druck zu bestehen, der von *F a u s t* als Nullschichteffekt (6) (7) bezeichnet worden ist. Als Folge davon wäre aber eine indirekte Zirku-

lation anzunehmen, die geeignet ist, das Temperaturgefälle zu fördern, das für die Verstärkung und vor allem für die Aufrechterhaltung eines Strahlstromes notwendig ist. Inwieweit diese Ergebnisse der Statistik auf den einer präzisen Beobachtung nur schwer zugänglichen Einzelfall anwendbar sind, muß jedoch weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, bei denen u. a. auch das Entwicklungsstadium des Strahlstromes als wichtige Vorbedingung eingeht.

Bei Neubildung von Höhenträgen treten die stärksten Winde zuerst auf der Westseite auf und wandern später auf die Ostseite hinüber. Diese Asymmetrien werden in der synoptischen Praxis häufig bestätigt und stehen im Einklang mit der Verstärkung und Abschwächung dieser oft sehr wetterwirksamen Druckgebilde.

Die Gebiete höchster Windgeschwindigkeiten sind jedoch nicht etwa an die einzelnen Phasen der langen Wellen gebunden. Es zeigt sich vielmehr, daß quasipersistente Isotachensysteme, die einen individuellen Strahlstrom repräsentieren, durch die großräumigen Höhenträge und -keile hindurchwandern und dabei zyklonenetische oder zyklolytische Prozesse auslösen (4). Die genaue Verfolgung solcher Windmaxima ist allerdings nur in einem zeitlich und räumlich engmaschigen Beobachtungsnetz möglich und entfällt damit auf dem Ozean. Die Analogie zu herkömmlichen synoptischen Vorgängen besteht darin, daß kleine Druckwellen, durch Fall- und Steiggebiete charakterisiert, beim Durchlaufen von Frontalزونen oder von Trögen in den Konfluenz- und Diffluenzgebieten häufig eine Intensitätsänderung erfahren, die prognostisch verwertbar ist.

Die bisher behandelten Eigenschaften der Strahlströme stehen irgendwie im Zusammenhang mit den synoptischen Systemen. Für den Synoptiker, der die Vielheit der Wettererscheinungen in seinem Fronten- bzw. Luftmassenmodell einzufangen sucht, sind die Strahlströme durchaus einleuchtende Begleiterscheinungen des unteren Geschehens, die er mit Interesse zur Kenntnis nimmt und für die Zwecke der Flugberatung natürlich voll in Rechnung stellt, die aber im gegenwärtigen Stadium der Erkenntnis keine zusätzlichen Argumente für die Prognose bieten.

Ohne synoptische Analogie, vielmehr rein theoretischer Art sind die Vorstellungen, die sich durch die Bezeichnung „Impuls-Konfluenz“ charakterisieren lassen und mit dem Stichwort des „lateral mixing“ — der seitlichen Durchmischung — zusammenhängen (4) (8). Die Grundvorstellung besteht darin, daß die Äquatorregion als Quelle des Drehimpulses aufgefaßt wird, der als konservative Eigenschaft durch großräumige Turbulenz polwärts vertragen wird. In mittleren und höheren Breiten kann dagegen die absolute Vorticity bei horizontaler Bewegung als konservative Größe angesehen werden, deren Quelle der Pol ist und die ein natürliches Gefälle nach dem Äquator hin hat. Beide Prinzipien zusammengenommen ergeben ein Profil der Westdrift mit einem Windmaximum nördlich der Roßbreiten, das einer Mittelbildung aus dem subtropischen und dem Polarfront-Strahlstrom entspricht, und zwar in der richtigen Größenordnung. Diese Überlegungen lassen sich jedoch nur auf mittlere Verhältnisse anwenden. Für eine spezielle Wetterlage ist der Wirbelfluß nicht mit hinreichender Genauigkeit zu bestimmen und reicht nicht einmal zur Vorhersage des Zonalindex, geschweige denn eines isolierten Strahlstromes aus. So ergibt sich der paradoxe Sachverhalt, daß sich mitunter wohl mittlere Zustände recht befriedigend durch theoretische Vorstellungen deuten lassen, die aber aus verschiedenen Gründen im Einzelfall versagen. Der Synoptiker muß jedoch bestrebt sein, gültige Prinzipien und Kriterien für den Einzelfall zu erhalten. Kollektive Eigenschaften interessieren ihn nur soweit, als sie auch für individuelle Lagen eine Aussage zulassen.

Die allgemeine Behandlung des Strahlstromphänomens, von der bisher die Rede war, hat im wesentlichen keine Materialschwierigkeiten. Für Mittelbildun-

gen stehen mehr oder weniger lange Reihen zur Verfügung; für Einzelbetrachtungen können gut ausgeprägte Wetterlagen aus Gebieten mit hinreichend dichtem Beobachtungsnetz ausgewählt werden.

Wesentlich schlechter ist es in der synoptischen Praxis bestellt. Zwar liegt für den Boden selbst im hemisphärischen Ausschnitt ein meist auch für Einzelheiten ausreichendes Beobachtungsmaterial vor. Dieses ist in der freien Atmosphäre jedoch wesentlich spärlicher:

1.) Der zeitliche Abstand der Einzelbeobachtungen beträgt nur 6 oder 12 Stunden.

2.) Die räumliche Dichte ist geringer als am Boden, insbesondere auf den Ozeanen und nach den Tropen hin. Außerdem nimmt sie nach oben hin ab, da nicht alle Radiosonden die erwartete Gipfelhöhe erreichen.

3.) Die Genauigkeit der Beobachtungen steht hinter den Präzisionsmessungen am Boden weit zurück. Die mechanische Temperatur- und Druckmessung sowie die unterschiedliche Qualität der Radiosondentypen bedingt zum Teil erhebliche Fehler bei der Potentialbestimmung. Die Windbestimmung wird durch das jeweilige Ableseintervall und die Abdrift der Sonden besonders bei höheren Geschwindigkeiten beeinträchtigt.

Schließlich gibt es in der Höhe keine Äquivalent für die prognostisch so fundamentale dreistündige Drucktendenz. Diese Erschwerungen betreffen in der oberen Troposphäre in erster Linie die Festlegung des Anfangszustandes, dessen zeitliche Kontinuität viel schwerer zu sichern ist als am Boden. In erhöhtem Maße leidet darunter die Prognose, wenn schon die Diagnose mit einer im Einzelfall schwer abschätzbaren Unsicherheit behaftet ist.

Um so mehr ist man deshalb bei der Konstruktion der aktuellen Karten für die höheren Hauptisobarenflächen auf Modellvorstellungen angewiesen, von denen einige bevorzugt brauchbare kurz angeführt seien:

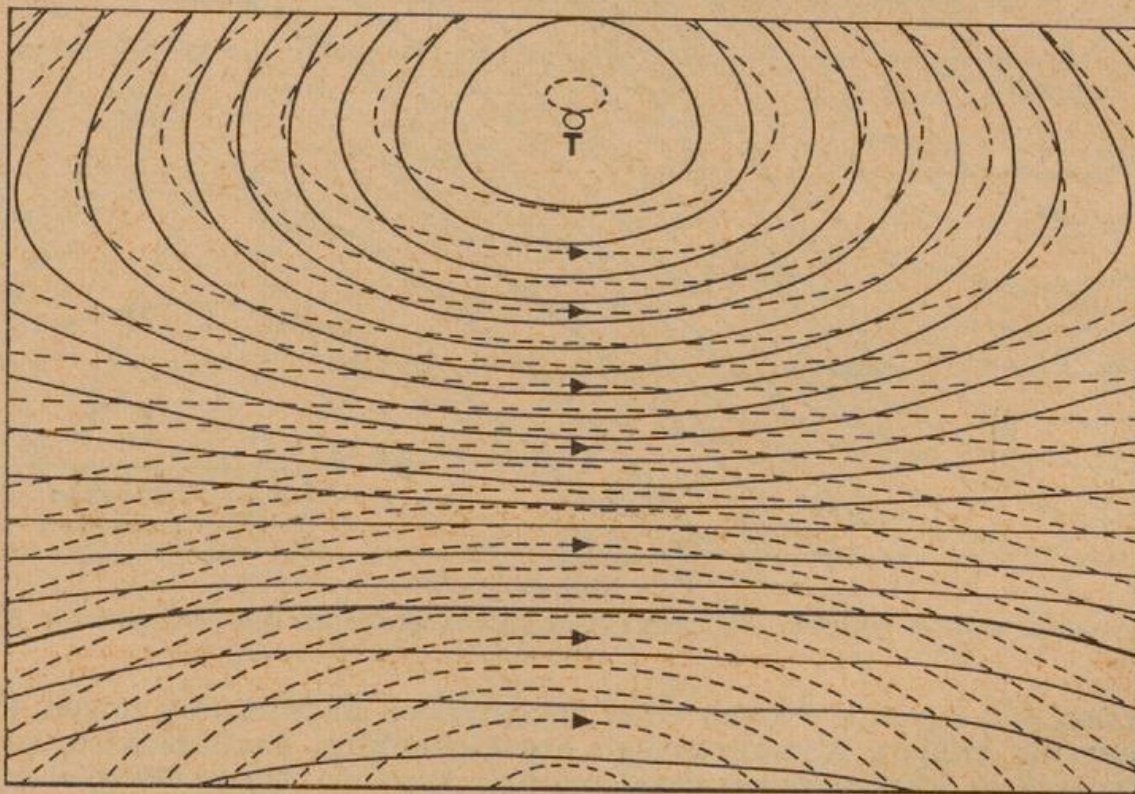


Abb. 2

Geopotential einer Isobarenfläche (ausgezogen) mit zugehöriger Stromfunktion (gestrichelt)  
nach H o l l m a n n (9)

1.) Bei den hohen Windgeschwindigkeiten in der oberen Troposphäre macht sich das Ausscheren der Winde aus der Richtung der Isopotentialen — bei Konfluenz nach links, bei Diffluenz nach rechts — schon so stark bemerkbar, daß es beim Zeichnen der Isolinien berücksichtigt werden muß. An einem analytischen Modell hat Hollmann (9) gezeigt, in welchem Ausmaß Stromfeld und Geopotential voneinander abweichen können (Abb. 2).

2.) Die Strahlstromachse liegt grundsätzlich auf der kalten Seite der Bodenfront, und zwar angenähert oberhalb der stärksten Isothermendrängung in 500 mb, soweit diese feststellbar ist.

3.) Außerdem zeigt die Achse in bezug auf ihre Lage im Druckfeld selbst eine gewisse Beharrlichkeit. Diese „Isohypsenpersistenz“, die vermutlich mit einigen Eigenschaften der 500-mb-Fläche zusammenhängt (10) (11), läßt sich auch bei der Prognose mit Vorteil verwenden.

4.) Aus Stabilitätsgründen darf die Isotachendrängung auf der antizyklonalen Seite einen vom Coriolisparameter abhängigen Maximalwert (ca. 20 kt/100 km in 45° Breite) nicht überschreiten, während sie auf der zyklonalen Seite unbeschränkt ist.

Hierher gehört schließlich noch eine Erfahrungsregel, nämlich, daß das Gebiet höchster Windgeschwindigkeit besonders an der Flanke von Trögen dem tiefen Druck häufig näher liegt als die vorderen und hinteren Abschnitte des Strahlstroms (Abb. 3). Eine Begründung für diese Anschmiegun der Strahlstromachse an die Stromlinien ist bisher noch nicht bekannt geworden.

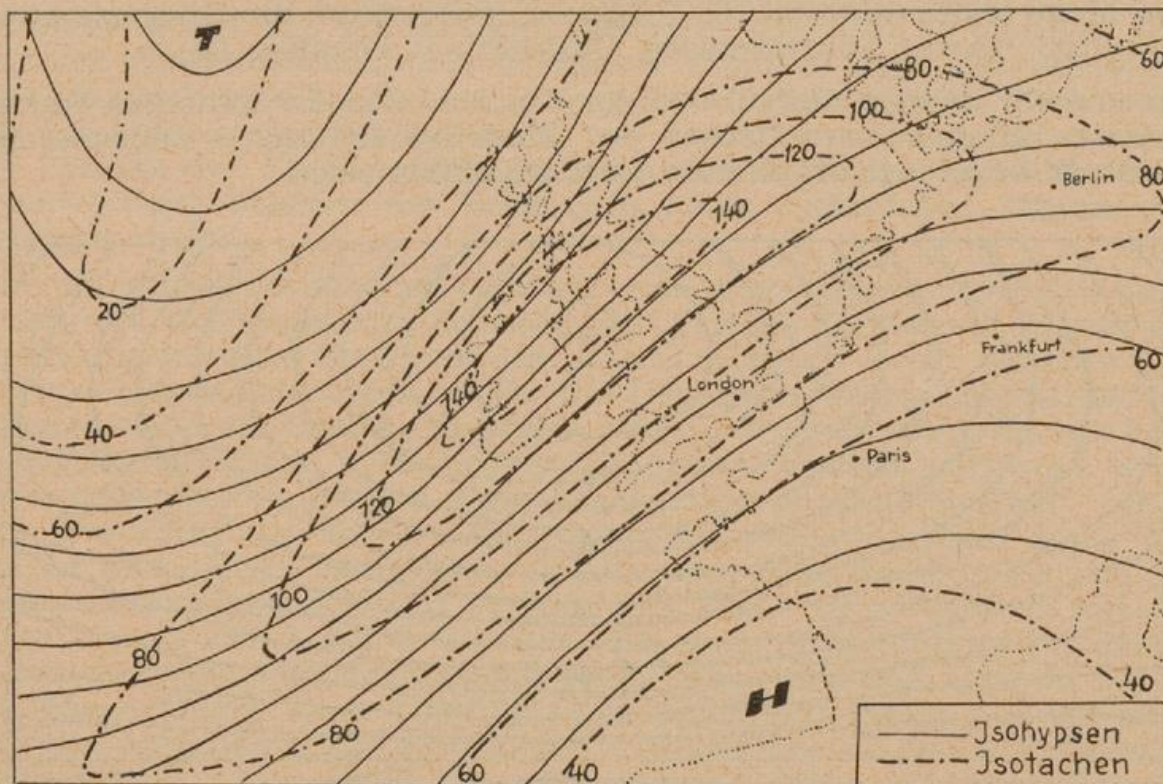


Abb. 3

300 mb-Analyse vom 18. Oktober 1957, 0000 z (Isohypsenabstand 200 Fuß, Isotachen in Knoten)

Es sollen nun einzelne Phasen einer synoptischen Entwicklung folgen, an der nicht nur die größere Kompliziertheit des Einzelfalles deutlich wird, sondern auch einige noch offene Fragen zum Vorschein kommen. Dieses Beispiel aus der zweiten Augushälfte 1959 zeigt trotz der noch sommerlichen Zeit schon recht typische Züge eines Strahlstromes, die zum Herbst und Winter hin mit größerer Schärfe und Intensität hervortreten. Der Strahlstrom verstärkte sich über dem

östlichen Nordamerika, umrundete einen breiten Trog über dem Westatlantik, erreichte seine größte Intensität und Länge westlich der Britischen Inseln und zerfiel schließlich rasch, als er das südliche Skandinavien erreicht hatte (Abb. 4). Ausgewählte Karten sollen den Zusammenhang mit der synoptischen Entwicklung zeigen. Für die Abgrenzung des Strahlstromes wurde die 100-Knoten-

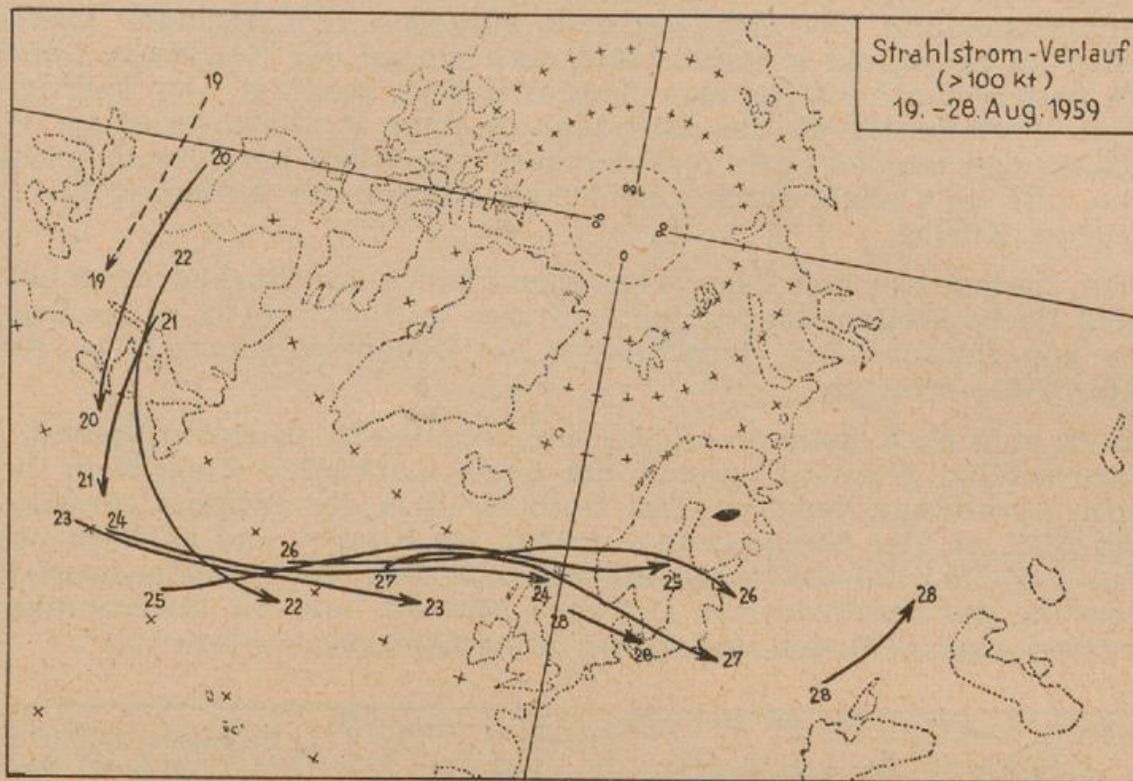


Abb. 4  
Strahlstrom-Verlauf in 300 mb vom 19. bis 28. August 1959

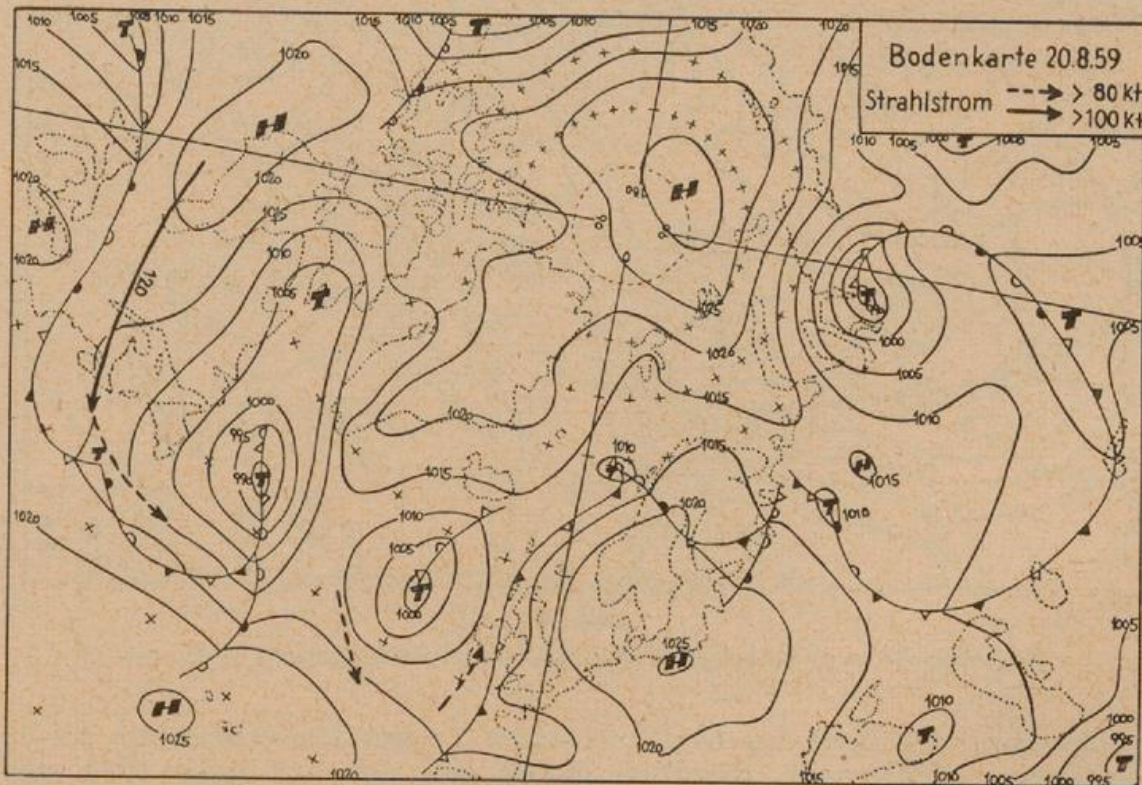


Abb. 5  
Bodenkarte vom 20. August 1959, 0000 z mit Strahlstrom in 300 mb

Isotache gewählt, um für den Verlauf von Tag zu Tag vergleichbare Gebilde zu erhalten.

Vom 19. zum 20. 8. nimmt eine an den Vortagen quer durch Nordamerika verlaufende westliche Oberströmung auf mehr als 100 Knoten zu, in erster Linie vermutlich durch einen breiten Warmluftstrom auf der Vorderseite eines flachen, am oberen Mississippi liegen gebliebenen Tiefs (Abb. 5). Doch ist an der Gradientverschärfung, die sich oberhalb ausgesprochen geringer Luftdruckgegensätze im Bodengebiet abspielt, wohl auch ein an der Nordküste Labradors langsam nach Südosten driftender Kaltlufttropfen beteiligt. Das kräftige Tief über dem Westatlantik ist das Spätstadium einer Zyklonenserie, die an den Vortagen an den Großen Seen vorbeigezogen war. Über dem Ozean reicht eine westliche, nur im Ostteil durch einen Trog deformierte Strömung bis an die europäischen Küsten.

An den nächsten beiden Tagen entstehen südlich des Strahlstromes bei Neuschottland flache Wellen. Im Norden zieht der Kaltlufttropfen in das Seegebiet ostwärts von Neufundland, doch bleiben die Bodenzyklone mit ca. 1000 mb verhältnismäßig schwach.

Vom 22. zum 23. 8. kommt es über dem Ostatlantik zu einem breiten, gegen Irland gerichteten Warmluftvorstoß, der einen markanten Eingriff in die planetarische Anordnung bedeutet. Das Hoch westlich der Biskaya verstärkt sich auf über 1025 mb, der Strahlstrom auf über 140 Knoten, und nördlich von ihm vertiefen sich die alten Zyklone auf 995 bzw. 990 mb. Beachtenswert ist die Verlängerung des Strahlstromes auf etwa 3000 km und die gleichzeitige Gradientverstärkung am Boden und in der Höhe (Abb. 6).

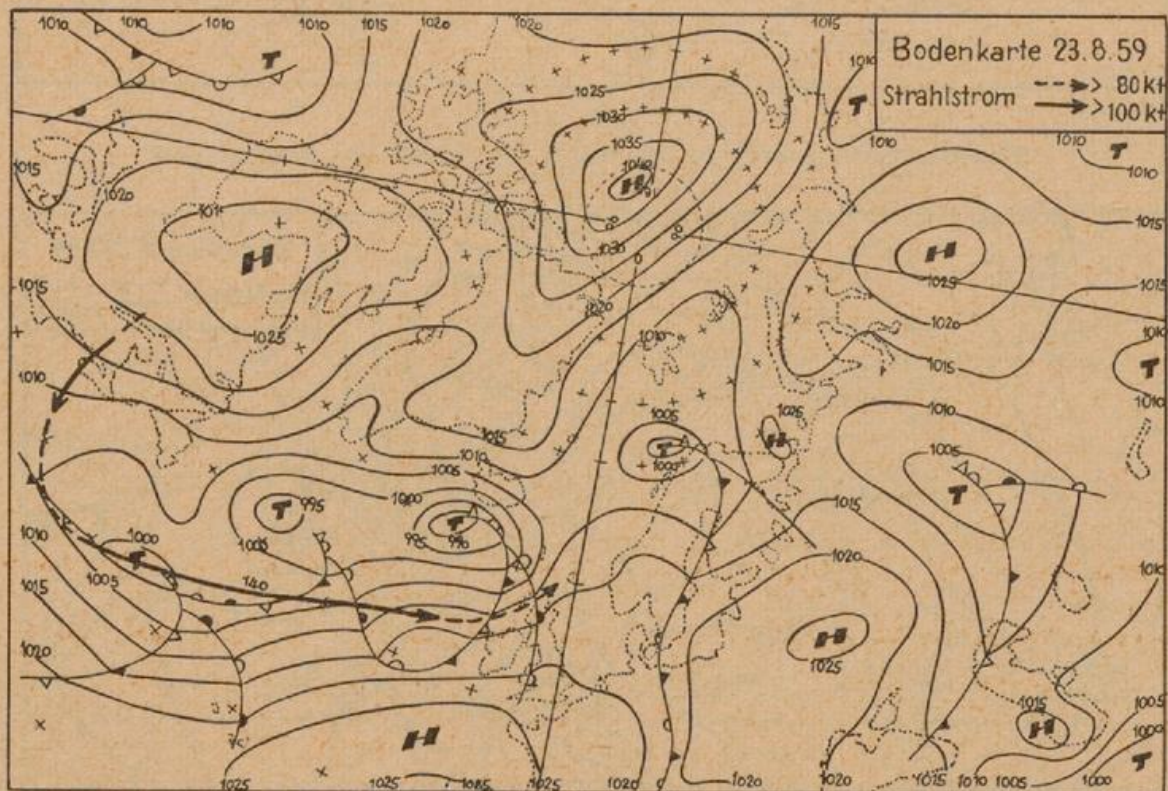


Abb. 6

Bodenkarte vom 23. August 1959, 0000 z mit Strahlstrom in 300 mb

Ein abgeschnürter Rest des ostatlantischen Trog findet sich am 25. 8. über dem westlichen Mittelmeer. Nördlich davon hat das auf über 1030 mb verstärkte Hoch einen Keil weit ostwärts vorgeschoben. Der Strahlstrom ist auf 5000 km Länge angewachsen, ohne daß die an ihn gekoppelten Wellenstörungen

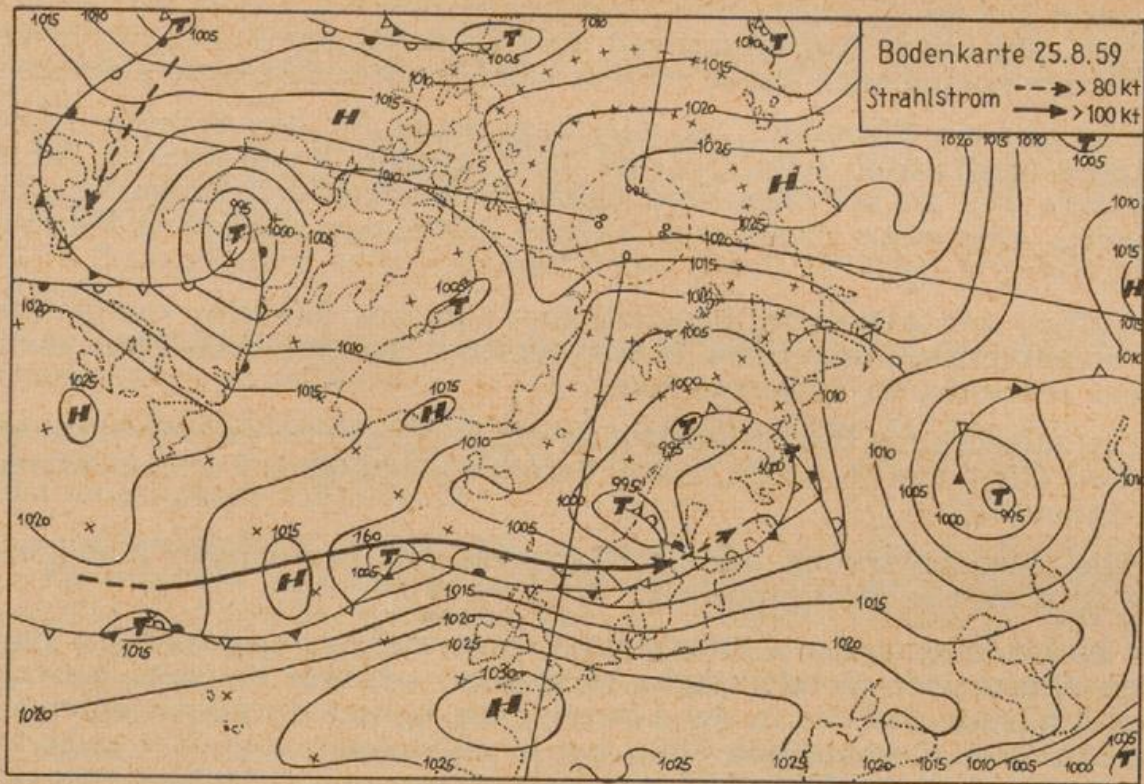


Abb. 7

Bodenkarte vom 25. August 1959, 0000 z mit Strahlstrom in 300 mb

merklich an Intensität gewonnen hätten (Abb. 7). Ebenfalls ohne Intensitätsänderung ist das isländische Tief nach Mittelskandinavien gewandert.

Zum 27. 8. ist der wieder auf 3000 km verkürzte Strahlstrom mit seinem Windmaximum auf 120 Knoten zurückgegangen (Abb. 8). Das komplexe nord-

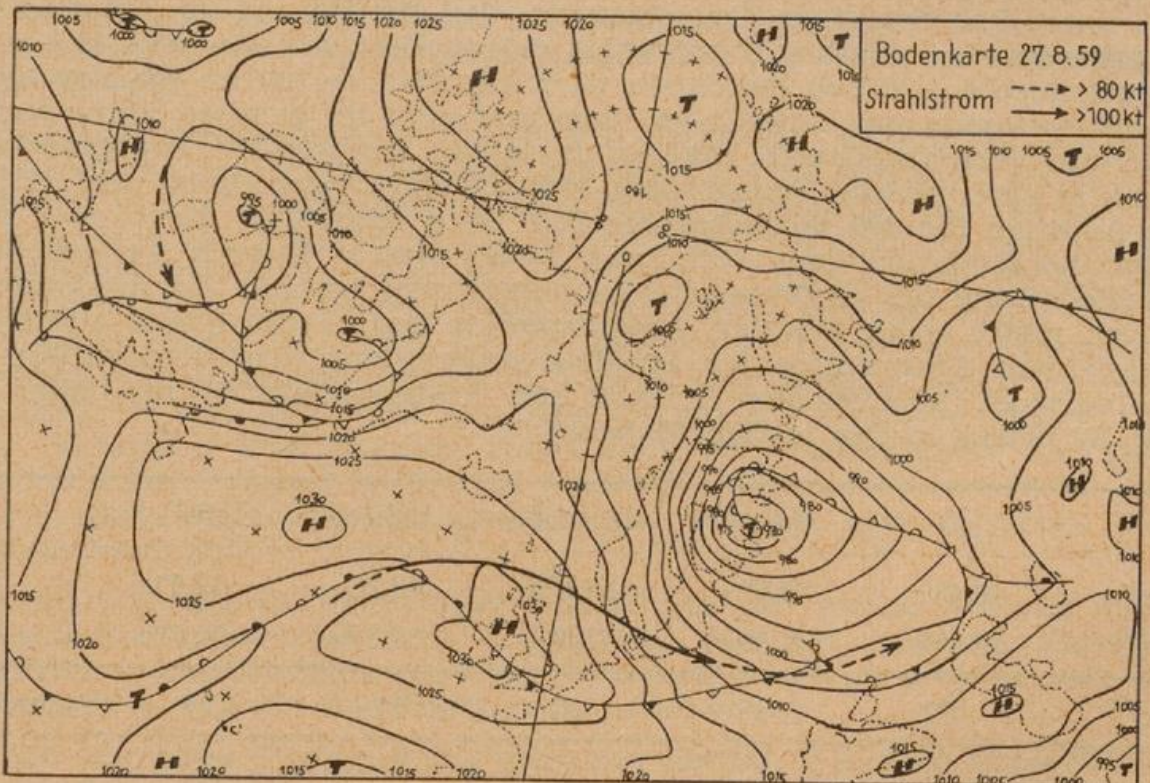


Abb. 8

Bodenkarte vom 27. August 1959, 0000 z mit Strahlstrom in 300 mb

europäische Tief ist zu einem umfangreichen Wirbel von 970 mb Kerndruck angewachsen. Mit seiner Auffüllung und dem gleichzeitigen Abbau des britischen Hochs an den kommenden Tagen zerfällt auch der Strahlstrom in einzelne Teile.

Das ist nur ein Einzelfall, der allerdings einen für den Sommer besonders langlebigen Strahlstrom zeigt. Oft sind diese Gebilde in der warmen Jahreszeit nur kürzere Zeit zu verfolgen und damit in Analyse und Prognose schwerer zu erfassen. Aber schon dieses eine Beispiel läßt einige allgemeine Folgerungen zu:

1.) Aufbau und Abbau des Strahlstromes sind nur teilweise von gleichsinnigen Gradientenveränderungen am Boden begleitet. Es gibt auch Fälle ohne unmittelbar erkennbaren Zusammenhang.

2.) Die Auswirkung des Strahlstromes auf Zyklognese und Antizyklognese am Boden steht nur in losem, nicht immer eindeutigen Zusammenhang mit seiner Intensität.

3.) Die Wechselwirkung des Strahlstromes mit den langen planetarischen Wellen ist ebenfalls nicht eindeutig.

Der laufende synoptische Dienst zeigt noch weitere vielgestaltige Züge, die sich den allgemeinen Vorstellungen nicht ohne weiteres einfügen lassen. Man hat den Eindruck, daß die in der Literatur als typisch herausgestellten und in Vertikalschnitten dargestellten Fälle von Strahlströmen von einer zwar theoretisch erforderlichen, im Einzelfall aber keineswegs immer deutlich erkennbaren Koppelung des Geschehens in der unteren und oberen Troposphäre ausgehen. Diese Beziehung ist im gegenwärtigen Stadium der Erkenntnis noch zu lose, um als zusätzliches prognostisches Element für die Bodenfelder zu dienen. Umgekehrt ist die Strahlstromprognose selbst noch erheblichen Unsicherheiten unterworfen, weil die Entwicklung in der Höhe oft einen eigenen, von unten her nicht übersehbaren Verlauf zeigt.

Diese Unsicherheit kommt besonders auf den Vorhersagekarten für die obere Troposphäre zum Vorschein. Das gegenwärtig in der deutschen Analysenzentrale verwendete Verfahren besteht darin, daß für 500 mb zu den Bodenvorhersagekarten eine relative Topographie extrapoliert und die neue Höhenkarte durch graphische Addition gewonnen wird (12). Das Verfahren arbeitet also mit Hilfe des Aufbaues von unten nach oben und wird im gleichen Sinne auch für die 300-mb-Vorhersagekarte angewandt, indem die relative Topographie 500/1000 mb in eine relative Topographie 300/1000 mb umgerechnet wird (13). Das durch Addition für 300 mb erhaltene Bild wird schließlich durch eine Extrapolation des Isotachenbildes verfeinert, wobei man z. Z. noch weitgehend auf die Beibehaltung des Strömungsfeldes angewiesen ist und für markante Änderungen meist keine sicheren Anhaltspunkte hat. Trotz dieses zusätzlichen prognostischen Argumentes der Strahlstrompersistenz liegt der mittlere relative Windfehler (14) über dem Atlantik und Westeuropa in 300 mb höher als in 500mb. Er betrug in den letzten Monaten:

	Juli	August	September	Oktober	Nov. 1959	Mittel
300 mb	40,4%	39,6%	46,8%	43,2%	42,8%	42,6%
500 mb	33,6%	41,0%	41,6%	37,1%	38,0%	38,1%
Fälle:	27	26	26	27	24	insges. 130

Die eigentliche Ursache für diesen größeren Fehler ist darin zu suchen, daß die interdiurne auf die Strömung bezogene Veränderlichkeit in 300 mb im

Durchschnitt größer ist als in 500 mb und für ihre Erfassung keine zusätzlichen Anhaltspunkte vorliegen. Die Vorgänge in der oberen Troposphäre zeigen eine gewisse Selbständigkeit, über deren Gesetzmäßigkeiten bisher nur wenig bekannt ist.

So viel sei gesagt aus der synoptischen Erfahrung mit der oberen Troposphäre. Als bevorzugte Anliegen des großräumig orientierten Synoptikers konnten bisher gelten:

1.) Die Beständigkeit oder Veränderungen der steuernden Druckgebilde abzuschätzen,

2.) Die spezielle Entwicklung der einzelnen Zyklonen und Antizyklonen möglichst quantitativ zu erfassen.

Dazu tritt nun als neue Anforderung (in erster Linie für die Flugberatung) eine Aussage über das obere Windfeld, die im wesentlichen auf eine detaillierte Strahlstromprognose hinausläuft.

Man ist heutzutage geneigt, die Luftmassen- und Frontensynoptik etwas in den Hintergrund zu drängen, und spricht gern von der Priorität des Strömungsfeldes (15). Eine Berechtigung dazu ist zweifellos vorhanden. Mit einigem Gewicht wird sie uns nachgewiesen durch die seit einem Jahr täglich vorliegenden numerischen 500-mb-Vorhersagekarten, die auf dem nicht-geostrophischen barotropen Modell beruhen und häufig erstaunliche Einzelheiten aussagen, obwohl bei ihrer Herstellung von dem herkömmlichen synoptischen Rüstzeug wie Fronten, 3-stdg. Tendenz usw. keinerlei Gebrauch gemacht wird.

Andererseits beruht die grundlegende Modellvorstellung des Strahlstromes der mittleren Breiten auf der in einzelnen schmalen Zonen konzentrierten Baroklinität und einem damit verbundenen frontartigem Grenzgebiet verschiedener Luftmassen, das in Bodennähe unscharf sein kann. Dieses Argument der engen Kopplung von Strahlstrom und Front gilt nicht im gleichen Maße für den subtropischen Jet, der im Mittel 2 bis 3 km höher liegt. Wenn nun einzelne Autoren, z. B. P a l m é n, vielleicht aus systematischen Gründen, sogar ein zirkumpolar geschlossenes Band des Polarfront-Strahlstroms postulieren (10), dann läuft das mit nur geringen Einschränkungen auf die Abgrenzung einer in sich geschlossenen polaren Kaltluftmasse hinaus, die das Ideal der Luftmassenverfechter darstellt.

Das ist die gegenwärtige Situation. Ein Fortschritt ist nicht einfach dadurch zu erzielen, daß herkömmliche und in vieler Hinsicht bewährte Modellvorstellungen als überholt angesehen werden; denn die Modelle sind das schlechthin unentbehrliche Handwerkszeug des Synoptikers. Sie sind für ihn Ordnungs- und Deutungsprinzipien, mit denen allein er das Chaos der täglich auf ihn zukommenden Fülle von Beobachtungen bewältigen und zu einem sinnvollen Bilde formen kann. Dabei darf, das sei noch einmal betont, das atmosphärische Geschehen nur als Einheit betrachtet werden. Ein dieser Aufgabe entsprechendes Modell, zu dem die bisherigen Ansätze nur als Vorstufen gelten können, müßte umfassend und elastisch genug sein, der Vielfältigkeit der täglichen atmosphärischen Prozesse gerecht zu werden. H. R i e h l wiederholt im Anhang seiner großen Jet-Stream-Monographie von 1954 (4), was er schon 1949 geschrieben hatte (16):

„Wenn Strahlstrom, langwellige Anordnung und untere Störung in einem günstigen Sinn zusammenfallen, erreicht die folgende zyklonale Entwicklung ihre größte Intensität. Diese günstigen Umstände genauer zu bestimmen, ist das Hauptproblem, daß die Forschung noch zu lösen hat.“

Wenn man diese Formulierung nicht nur auf die zyklonale Entwicklung bezieht, sondern auf den atmosphärischen Ablauf ganz allgemein erweitert, so hat sich an der Problemstellung auch bis heute noch nichts geändert.

Doch möge diese Aufgabe noch etwas genauer gefaßt werden. Die Arbeitsweise des Synoptikers besteht — in starker Vereinfachung betrachtet — darin, daß er den Gebilden auf der Wetterkarte in erster Näherung eine gewisse Erhaltungseigenschaft zuschreibt. Er zeichnet Hoch- und Tiefdruckgebiete, Warm- und Kaltfronten, Tröge und Keile u. a. m. und versucht, diese Gebilde an den folgenden Terminen unter Berücksichtigung evtl. Veränderungen in irgendeiner Form wiederzufinden. Mit der Einbeziehung der oberen Troposphäre in die tägliche Arbeit sind nun auch die Strahlströme hinzugekommen und damit eine Erscheinung, die uns insofern recht gut in das Konzept paßt, als wir es in Europa gewohnt sind, in Frontalzonen zu denken, die bevorzugt auf dem Atlantik auftreten. Denn zu jeder Frontalzone gehört stets ein Strahlstrom. In Amerika ist man dagegen eher geneigt, die großen Höhenträge und -keile in den Vordergrund zu stellen, weil sie den orographischen Verhältnissen jenes Kontinentes entsprechen.

Hier sei nun auf das oben erwähnte Hindurchwandern von geschlossenen Isotachensystemen durch die langen Wellen Bezug genommen. Die zugrunde liegende Vorstellung beruht offenbar auf der eben erwähnten Methode, die Windmaxima einerseits und die Wellen andererseits als in sich persistente, aber voneinander unabhängige Erscheinungen aufzufassen. Das ist allenfalls noch angängig, solange die Ausdehnung der Windsysteme klein ist gegenüber der Ausdehnung des Wellenzuges. Die großen intensiven Strahlströme stellen jedoch so gewaltige Energieanhäufungen dar, daß man nicht umhin kann, bei ihrer Wanderung eine Einwirkung auf das umgebende Strömungsfeld anzunehmen, das in seinen Grundzügen durch die langen barotropen Wellen geprägt ist. Für die Art und das Ausmaß der gegenseitigen Beeinflussung müssen aber noch Kriterien gefunden werden; denn alle bekannten Regeln basieren weitgehend auf einer als stationär angenommenen planetarischen Anordnung. Doch können in diesem Punkt wohl nur Betrachtungen des Energieflusses weiterführen, wie R i e h l im Anhang von (4) angeregt hat.

Das für die Synoptiker so wichtige Problem der Umsteuerung, das in dieser übergeordneten Fragestellung enthalten ist, soll damit keineswegs in höhere Schichten verschoben, sondern auf diese Weise dort angepackt werden, wo es mit großer Wahrscheinlichkeit seinen Sitz hat. Ein gewisser Ansatz dazu scheint von K l e i n s c h m i d t gemacht zu sein, der der Ausbildung der hochtroposphärischen Tröge nachgegangen ist und dabei auch die Beteiligung stratosphärischer Massen gefunden hat (17). Das Analogon dazu, nämlich der Vorstoß subtropischer Hochkeile in die Westdrift ist von D e f a n t behandelt worden (18). Doch treten hierbei im täglichen Dienst große Schwierigkeiten auf, da aus dem maritimen Subtropenraum nur unzureichende aerologische Daten zur Verfügung stehen.

Synoptische Prognosen im üblichen Sinn und Strahlstromprognosen dürfen also nicht allein auf Argumente aus niederen oder höheren Schichten gegründet werden, sondern müssen vielmehr aus einer Synthese hervorgehen, die in den Grundzügen darin besteht, das Wechselspiel zwischen der oberen und unteren Troposphäre einerseits und den überlagerten planetarischen Ablauf andererseits in einen sinnvollen Zusammenhang zu bringen, und zwar mit hinreichend genauen Anhaltspunkten, die auch für die einzelne Wetterlage Gültigkeit besitzen.

## Literatur

- (1) Scherhag, R.: Ann. Hydrogr. **65**, 367 (1937)
- (2) Crocker, A. M. and coll.: J. Meteor. **4**, 95 (1947)
- (3) Vederman, J.: Bull. Amer. Meteor. Soc. **35**, 239 (1954)
- (4) Riehl H. and coll.: Meteor. Monogr. **2**, Nr 7 (1954)
- (5) Namias, J. and Clapp, P. F.: J. Meteor. **6**, 330 (1949)
- (6) Faust, H.: Meteor. Rdsch. **6**, 6 (1953)
- (7) Faust, H.: Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. A **6**, 334 (1954)
- (8) Rossby, C. G.: Bull. Amer. Meteor. Soc. **28**, 53 (1947)
- (9) Hollmann, G.: Meteor. Rdsch. **8**, 79 (1955)
- (10) Bradbury, D. and Palmén, E.: Bull. Amer. Meteor. Soc. **34**, 56 (1953)
- (11) Fletcher, R. D.: Bull. Amer. Meteor. Soc. **34**, 155 (1953)
- (12) Piper, H.: Mitt. Dt. Wetterd. Nr. 10, 45 (1955)
- (13) Meyer, H. K.: Ber. Dt. Wetterd. Nr. 40, 8 (1957)
- (14) Reymann, G.: Meteor. Rdsch. **11**, 13 (1958)
- (15) Flohn, H.: Meteor. Rdsch. **11**, 7 (1958)
- (16) Riehl, H.: Trans. Amer. Geophys. Un. **29**, 175 (1948)
- (17) Kleinschmidt, E.: Tellus **7**, 96 (1955)
- (18) Defant, F.: Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. A **6**, 253 (1954)

## Nullschicht und Wetter

von

Walter Attmannspacher

(mit 15 Abbildungen und 3 Tabellen im Text)

### Zusammenfassung

Für eine Wetterlage mit überwiegend meridionaler Zirkulation wurden für den Zeitraum von 4 Wochen in 12stündigem Abstand Karten der Nullschicht über Mittel- und Westeuropa gezeichnet. Die aus den aerologischen Meldungen entnommenen Maxima der vertikalen Verteilung des Horizontalwindes wurden nach einer kurz beschriebenen, bereits früher veröffentlichten Methode untersucht, ob es sich bei den einzelnen Maxima um eine Nullschicht handelt oder nicht.

Diese Karten zeigen, daß die zunächst im Mittel gefundene Nullschicht auch im Einzelfall vorhanden ist und über einem größeren Gebiet zusammenhängende Flächen bildet. Zum Teil kommen über einigen Gebieten mehrere, meist zwei Nullschichten übereinander vor. Die Häufigkeit des Vorkommens doppelter Nullschichten über einem Gebiet konnte nicht genau bestimmt werden, da es in größeren Höhen (über 15 km Höhe) nicht immer möglich war, die Maxima auf ihre Nullschichteigenschaften auf Grund der Temperaturverhältnisse zu untersuchen.

Ein Vergleich mit anderen meteorologischen Karten, besonders den jeweiligen Bodenwetterkarten, zeigte, daß anscheinend unter einer hohen Nullschicht Absinken vorhanden ist, unter einer tiefen Nullschicht Aufsteigen. Dies bedeutet eine wesentliche Erweiterung des Nullschichtgedankens, da nun hohe Nullschicht nicht mehr unmittelbar an ein Hochdruckgebiet, tiefe Nullschicht an ein Tiefdruckgebiet gebunden ist. Diese Karten zeigen vielmehr, daß Vorder- und Rückseite von Druckgebilden in der Vertikalbewegung entgegengesetzt ausgeprägt sind. Die hier gefundenen Ergebnisse scheinen unabhängig davon zu sein, ob die Druckgebilde in Entstehung, stationär oder in Abschwächung begriffen sind.

Für einen Teil der Nullschichtkarten wurden Isotachen eingezeichnet. Ein strenger Zusammenhang ist nicht erkennbar; doch tritt häufig das Gebiet der höchsten Horizontalgeschwindigkeit innerhalb der Nullschicht zwischen einem Gebiet hoher und einem Gebiet tiefer Nullschicht auf. Es sei jedoch ausdrücklich betont, daß dies nicht immer der Fall ist.

### Abstract

A weather situation with prevailing meridional flow during a period of 4 weeks was selected to design 12-hourly maps of the

null layer over Central and Western Europe. The maxima in the vertical distribution of the horizontal wind speed were evaluated, from the aerological observations, and checked for the null layer criterion, according to a method described in a previous paper.

The maps show that the null layer which had been discovered in the statistical mean, also exists in individual cases covering quite large continuous areas. Sometimes, multiple, mostly twofold null layers occur. It could not be determined accurately how often twofold null layers occurred over an area, because it was not always possible to check the wind maxima at great heights — above 15 km — for the null layer criterion, with the help of the temperature conditions.

A comparison of the null layer maps with other weather maps, especially with the corresponding surface maps, showed that there seems to be subsidence under a high null layer and ascent under a low null layer. This means an essential enlargement to the null layer conception: a high null layer is not correlated any more exclusively with a high nor a low null layer with a low. The maps show that the front side and the rear side of pressure systems have opposite vertical movements. These results appear to be valid for the pressure systems in formation, in the stationary state, and under decay.

Isotachs were drawn on some of the null layer maps. No close relationship was found; however, the region of highest horizontal wind speed at the null layer, was often located in the transitory area between a high and a low null layer, but it must be kept in mind that this did not happen in every case.

## 1. Der Begriff der Nullschicht

Bei der Untersuchung der Frage, wie weit die für intensitätsmäßig stationäre Druckgebilde typische Vertikalbewegung nach oben reicht, fand H. Faust 1953 (1) im statistischen Mittel, daß diese Vertikalbewegungen in Höhe der troposphärischen Schicht maximaler Winde unterhalb der Tropopause zu Ende gehen und darüber das entgegengesetzte Vorzeichen aufweisen. D. h. im Hochdruckgebiet herrscht unterhalb dieser Schicht Absinken und darüber Aufsteigen, im Tiefdruckgebiet herrscht unterhalb Aufsteigen und darüber Absinken (Abb. 1). Die mittleren Zustandsdiagramme für Hoch und Tief kreuzen sich im Stüve-Papier in Höhe dieser Schicht; darunter ist das Hoch wärmer als das Tief, darüber kälter. Aus den entgegengesetzten Vertikalbewegungen resultiert aus Kontinuitätsgründen praktisch ein nichtgradientischer Massenfluß vom Tief zum Hoch. Dieser Massenfluß kompensiert im stationären Fall den nichtgradientischen Fluß in den unteren Schichten der Troposphäre vom Hoch zum Tief, der durch die Bodenreibung bedingt ist. Da in dieser troposphärischen Schicht die Vertikalbewegung, die für unser Wettergeschehen von größter Wichtigkeit ist, Null wird, führte Faust den Namen Nullschicht ein. Diese Bezeichnung des persistenten troposphärischen Windmaximums erschien zuerst eigenartig; sie wurde jedoch treffend gewählt, da heute bekannt ist, daß ein Windmaximum nicht immer eine Nullschicht sein muß, und umgekehrt eine Nullschicht nicht unbedingt an ein Windmaximum geknüpft ist. Die Faustschen Ergebnisse wurden im statistischen Mittel gefunden, wobei advektive Einflüsse weitgehendst ausgeschaltet waren und zur Darstellung stationärer Hoch- und Tiefdruckgebiete je 100 Einzelfälle zugrunde lagen.

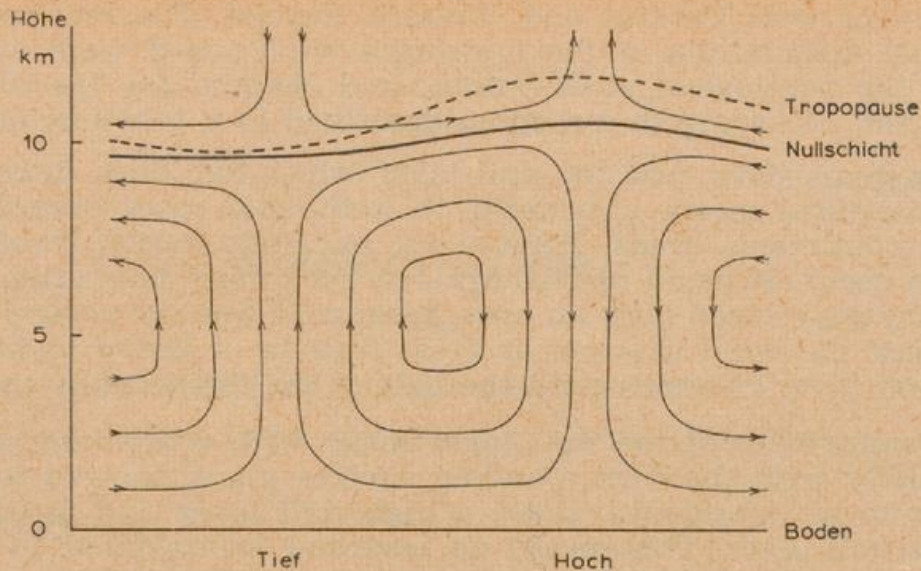


Abb. 1  
Nullschichtzirkulation nach H. Faust.

Der Wert des Mittels wurde in der Meteorologie mitunter überschätzt. Es erhebt sich auch hier die Frage, kann man die im statistischen Mittel gefundenen Resultate verallgemeinern oder nicht? Theoretisch ist es durchaus möglich, daß ein statistisches Mittel ein Ergebnis liefert, das in keinem Einzelfall tatsächlich auftritt.

Betrachtet man aber den stationären Fall eines einzelnen Hoch- bzw. Tiefdruckgebietes, so ist aus der Synoptik bekannt, daß in diesem Hochdruckgebiet Absinken herrscht, im Tiefdruckgebiet Aufsteigen und daß die Bodenreibung einen nichtgradientischen Massenfluß vom Hoch zum Tief bedingt. Da die betrachteten Druckgebilde stationär sein sollen, muß dieser ageostrophische Fluß in den unteren Schichten der Troposphäre irgendwo in der Höhe durch einen entgegengerichteten Fluß kompensiert werden; da die Druckgebilde sonst aufgelöst werden würden.

Diese kleine Überlegung zeigt, daß zumindest im stationären Einzelfall in der Höhe ein ageostrophischer Fluß vom Tief zum Hoch vorhanden sein muß. Der Gedanke eines Massenflusses gegen den Druckgradienten machte lange Zeit Schwierigkeiten. Doch gelang es schließlich Hollmann (2), zu zeigen, daß ein im Tiefdruckgebiet erfolgender Energiestau in Höhe der Nullschicht diesen Vorgang ermöglicht.

## 2. Problemstellung

Bei den grundlegenden Untersuchungen über die Nullschicht fand Faust, daß im Mittel eine schwache Abhängigkeit der Nullschichthöhe von der Wetterlage erkennbar ist. Dabei lag in Mitteleuropa im Mittel aller Hochs die Nullschicht etwas oberhalb, im Mittel aller Tiefs etwas unterhalb 10 km Höhe. Ziel der vorliegenden Untersuchung ist es nun, festzustellen, ob im Einzelfall ein Zusammenhang zwischen Nullschicht (besonders deren Höhe) und dem herrschenden Wetter, gefunden werden kann. Eine kartenmäßige Darstellung der Höhe der Nullschicht schien am besten geeignet, Vergleiche mit den im praktischen synoptischen Dienst benutzten meteorologischen Karten und so mit dem jeweiligen Wettergeschehen durchzuführen.

Die aerologischen Messungen ergeben nur ein Augenblicksbild des vertikalen Windprofils über einer Station, in dem mehrere, zum Teil scheinbare Maxima enthalten sein können. Es ergeben sich daraus folgende Fragen:

- a) Gibt es ein Kriterium für Extreme des horizontalen Windes schlechthin, um Meßfehler oder kurzzeitige, durch starke Turbulenz vorgetäuschte Höchstwerte der Windgeschwindigkeit weitgehend eliminieren zu können?
- b) Wann ist ein Maximum eine Nullschicht, wann nicht?
- c) Ist ein Windextrem mit Nullschichteigenschaften persistent?
- d) Wie groß ist etwa die Lebensdauer eines Extrems ohne Nullschichteigenschaften?

Um eine Antwort auf diesen Fragenkomplex zu erhalten, wurde vom Autor versucht (3), mit einfachen theoretischen Mitteln Kriterien für den Nullschichtcharakter von Extremen in der vertikalen Verteilung des horizontalen Windes und für das Verhalten der Vertikalgeschwindigkeit zu finden. Die Erfassung des ageostrophischen Massenflusses in der Nullschicht ist für den Einzelfall theoretisch nur sehr schwer möglich und bisher noch nicht ganz gelungen. (Die inzwischen veröffentlichten Rechnungen von Hollmann (4) ergeben ein Maximum des ageostrophischen Massenflusses in Nullschichthöhe ohne Richtungsangabe.) Für den vorliegenden Zweck genügt es, das Maximum des Horizontalwindes geostrophisch zu berechnen; der ageostrophische Wind hat dann ebenfalls ein Maximum, da, wie Faust ((10, S. 56) gezeigt hat, der ageostrophische Massenfluß quasiproportional zum horizontalen Druckgradienten und damit zum geostrophischen Wind ist. Als Kennzeichen für die Nullschicht wurde bei der Ableitung das Verschwinden der Vertikalbewegung benutzt.

### 3. Extreme der horizontalen Windgeschwindigkeit und Vertikalwind

Für die Berechnungen wurde eine stationäre, geradlinige Bewegung in einem rechtwinkligen Koordinatensystem ohne Bodenreibung angenommen. Die x-Achse zeigt dabei nach Osten, die y-Achse nach Norden, die z-Achse zum Zenit. Es wurden die Gradientwindgleichungen, die Kontinuitätsgleichung, die statische Grundgleichung und die allgemeine Gasgleichung sowie der 1. Hauptsatz der Wärmelehre benutzt.

#### 3.1. Maximum des Horizontalwindes

Es interessierte zunächst die vertikale Änderung des Horizontalwindes, die bereits von Margules (5) behandelt wurde. Das Ergebnis der Rechnung war (3):

$$\frac{\partial v_x}{\partial z} = \frac{R}{f p} \left( \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial y} \right) = \frac{R}{f p} \left( \nabla T \times \nabla p \right)_{x\text{-Komp.}} \quad [1]$$

$v_x$  = horizontale Komponente des Windes in x-Richtung.

R = Gaskonstante für Luft

f =  $2 \Omega \sin \varphi$  (Coriolisparameter)

p = Luftdruck

T = Lufttemperatur

Es ergibt sich ein Extrem in der vertikalen Verteilung des Horizontalwindes, wenn die 1. Ableitung nach z Null wird, d. h. notwendige und hinreichende Bedingung dafür ist das Verschwinden der x-Komponente des Vektorproduktes.

$$\nabla T \times \nabla p = 0$$

Dies ist der Fall, wenn die in der z-y-Ebene gelegenen Komponenten dieser Vektoren parallel sind, d. h. das Verhältnis zwischen z-Komponente und y-

Komponente bei beiden Vektoren gleich ist. Wie die Komponentendarstellung zeigt, wird das Produkt ebenfalls Null, wenn  $\frac{\partial T}{\partial y} = \frac{\partial T}{\partial z} = 0$  wird. D. h. an einer Temperaturinversion tritt ein Extrem der vertikalen Verteilung des Horizontalwindes auf, wenn der Temperaturgradient senkrecht zur Strömung an dieser Stelle verschwindet. (Dies ist ein in der Natur häufig vorkommender Fall.) Eine weitere Möglichkeit für das Verschwinden des Vektorprodukts ergibt sich, wenn der horizontale Temperaturgradient und der horizontale Druckgradient Null werden. In diesem Fall resultiert jedoch kein mathematisches Windextrem mehr, da mit dem Verschwinden des horizontalen Druckgradienten die Wingschwindigkeit selbst Null wird. Die übrigen theoretischen Möglichkeiten sind meteorologisch wenig interessant, so daß hier auf ihre Erläuterung verzichtet werden kann.

Um nun feststellen zu können, welches Extrem entsteht, ob es ein Maximum oder ein Minimum gibt, muß die 2. Ableitung nach  $z$  gebildet werden. Dies ergibt einen etwas komplizierten Ausdruck, der nur indirekt meteorologisch gedeutet werden kann, weshalb es in diesem Fall praktischer ist, in das  $p$ -System zu transformieren. In diesem System vereinfachen sich die ganzen Gleichungen wesentlich. Dies hat außerdem den Vorteil, daß die horizontalen Temperaturgradienten direkt aus den synoptischen Höhenkarten isobarer Flächen entnommen werden können. Aus der 1. Ableitung der Horizontalgeschwindigkeit, jetzt nach  $p$ , ergibt sich:

$$\frac{\partial v_x}{\partial p} = -\frac{R}{f p} \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_p \quad [2]$$

und die 2. Ableitung an der Stelle  $\left( \frac{\partial v_x}{\partial p} \right) = 0$  lautet

$$\left( \frac{\partial^2 v_x}{\partial p^2} \right)_{\frac{\partial v_x}{\partial p} = 0} = \frac{R}{f p} \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_p \quad [3]$$

Es ergibt sich daraus ein Maximum der Horizontalgeschwindigkeit, wenn die vertikale Änderung des horizontalen Temperaturgradienten senkrecht zur Strömung negative Werte annimmt. Es entsteht ein Minimum, wenn diese Änderung des horizontalen Temperaturgradienten positive Werte aufweist. (Wenn man dieses Kriterium an dem hochtroposphärischen Windmaximum prüft, so ergibt sich auf Grund dieser Gleichung richtig ein Maximum des Windes.)

### 3.2. Verhalten der Vertikalbewegung in der freien Atmosphäre

Die bisher benutzten Gleichungen enthielten keinen Term der Vertikalbewegung  $v_z$  bzw. dieser wurde vernachlässigt, da er sehr klein ist im Vergleich zu den anderen Größen. Um nun  $v_z$  wenigstens mit gewissen Einschränkungen bestimmen zu können, wurden adiabatische Verhältnisse angenommen, die auch der Untersuchung von Faust zu Grunde lagen. Wenn man vom 1. Satz der Wärmelehre ausgeht und die bisher benutzten Gleichungen mit verwendet, so erhält man für die Vertikalbewegung schließlich folgende Gleichung:

$$v_z = \frac{\left( \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right)}{\rho f \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)} = \frac{(\nabla T \times \nabla p)_z - \text{Komp.}}{\rho f \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)} \quad [4]$$

$\rho$  = Luftdichte

$\Gamma = \frac{g}{c_p}$  trockenadiabatischer Temperaturgradient

In das p-System transformiert ergibt sich:

$$v_z = \frac{\left( \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial x} \right)_p}{f \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)} = \frac{(\nabla_h T \times \nabla_h H)_p}{f \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)} \quad [5]$$

(H = Schwerepotential der Erdanziehung in geopotentiellen Metern.

$\nabla_h$  = horizontaler Gradient)

### 3.3. Extreme des Horizontalwindes mit und ohne Nullschichteigenschaften

In den Abschnitten 3.1. und 3.2. wurde die vertikale Änderung des Horizontalwindes und die Vertikalbewegung bei adiabatischen Verhältnissen auf das Verhalten der Gradienten der Temperatur und des Druckes zurückgeführt. Im ersten Falle ergab sich eine Abhängigkeit von der Horizontalkomponente, im letzteren von der Vertikalkomponente des Vektorproduktes dieser Größen. Es ergab sich weiter, daß für die vertikale Änderung des Horizontalwindes der Temperaturgradient auf einer Isobarenfläche senkrecht zur Strömung, für die Vertikalbewegung der Temperaturgradient in Strömungsrichtung ausschlaggebend ist.

Es soll nun das Druck- und Temperaturfeld insgesamt betrachtet und daraus Schlüsse auf das Verhalten des Geschwindigkeitsfeldes gezogen werden. Ganz allgemein sind dabei 4 Grundfälle zu beachten, die in Abb. 2 als Horizontalschnitt dargestellt sind.

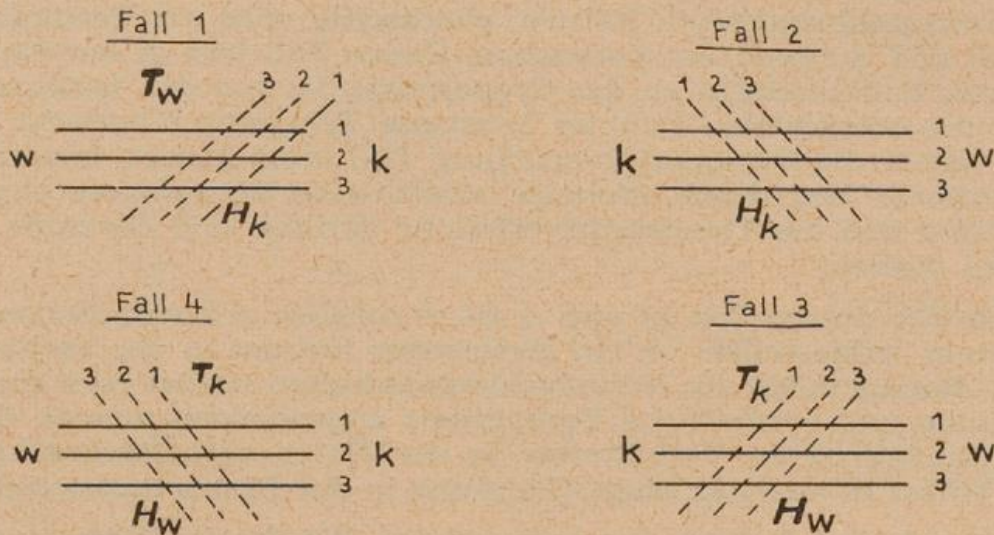


Abb. 2

Grundfälle des Isothermen- und Isohypsenverlaufs auf einer Isobarenfläche.

H = Hoch, T = Tief W = warm, K = kalt,

———— = Isohypsen, - - - - = Isothermen

Das Vorzeichen der Vertikalgeschwindigkeit bzw. der vertikalen Änderung des Horizontalwindes ergibt sich aus den oben angeführten Gleichungen. Das Ergebnis kann in zwei Sätzen zusammengefaßt werden:

1) Blickt man in Richtung der Strömung und nimmt die Temperatur nach rechts und nach vorne zu (ab), so herrscht an diesem Punkt der freien Atmosphäre Absinken (Aufsteigen) und der Wind nimmt mit der Höhe zu (ab) (Fall 3, Fall 1)

2) Blickt man in Richtung der Strömung und nimmt die Temperatur nach rechts und nach hinten zu (ab), so herrscht an diesem Punkt der freien Atmosphäre Aufsteigen (Absinken) und der Wind nimmt mit der Höhe zu (ab). (Fall 4, Fall 2)

Aus diesen Grundmöglichkeiten ergeben sich zwei Sonderfälle:

a) Die Isothermen liegen senkrecht zu den Isohypsen. (Die Horizontalkomponente des Vektorproduktes  $\nabla T \times \nabla p$  verschwindet d. h., die in einer vertikalen Fläche, gebildet aus der z-Achse und der Strömungsnormalen, gelegenen Komponenten von  $\nabla T$  und  $\nabla p$  liegen parallel.) In diesem Fall befindet sich in Höhe der betreffenden Isobarenfläche ein Extrem des Horizontalwindes. Die Vertikalbewegung kann dabei positiv oder negativ sein, je nachdem es in Strömungsrichtung wärmer oder kälter wird. Dieser Fall ist in der Natur nicht selten, ist jedoch nicht stationär, da die hier erforderliche Temperaturverteilung bereits durch das turbulente Windfeld gestört wird.

b) Die Isothermen liegen parallel zu den Isohypsen. (Die Horizontalkomponenten von  $\nabla T$  und  $\nabla p$  liegen parallel.) An diesem Punkt der Atmosphäre ist die Vertikalgeschwindigkeit Null, unabhängig von der vertikalen Änderung des Horizontalwindes. Gleichzeitig dreht sich die Vertikalbewegung um. Fall b ist in der Natur häufig anzutreffen; er ist ebenfalls nicht stationär. (Störung des Temperaturfeldes durch ageostrophische Windkomponenten.)

Aus beiden Fällen a und b resultiert schließlich ein weiterer Sonderfall:

c) Der dreidimensionale Temperaturgradient und der dreidimensionale Druckgradient liegen parallel, d. h. Isobarenfläche und Isothermenfläche fallen zusammen, die Isobarenfläche ist Temperaturlausgleichsfläche und somit auch isopyknische Fläche ( $\rho = \text{konstant}$ ). In dieser Höhe besitzt die vertikale Verteilung des Horizontalwindes ein Extrem, gleichzeitig wird die Vertikalgeschwindigkeit Null und wechselt ihr Vorzeichen. Dieser Fall tritt in der Natur regelmäßig auf (z. B. Nullschicht an der Tropopause). Da auf der Isobarenfläche in Umgebung des betrachteten Punktes konstante Temperatur herrscht, das horizontale Windfeld die Temperaturverteilung also nicht ändert, können wir ihn als quasistationär bezeichnen. (Solange adiabatische Verhältnisse angenommen werden dürfen und die Temperaturverteilung darüber und darunter sich nicht grundlegend ändert.)

Mit Hilfe der Sonderfälle a) und c) ist es möglich mit verhältnismäßig einfachen Mitteln festzustellen, ob ein gemessenes Extrem in der vertikalen Verteilung des Horizontalwindes Nullschichteigenschaften besitzt oder nicht, soweit quasistationäre und adiabatische Verhältnisse angenommen werden dürfen. Da sich die nichtstationären Verhältnisse in der Natur verhältnismäßig langsam abspielen, schien es sinnvoll, obige Gleichung in der Praxis anzuwenden.

Befindet sich das Extrem des horizontalen Windes in Höhe einer Hauptisobarenfläche, so müssen bei einer Nullschicht in dieser Höhenkarte in Umgebung der betreffenden Station gleiche (praktisch etwa gleiche) Temperaturen auftreten. Liegt das Extrem zwischen zwei Hauptisobarenflächen, erscheint es am zweckmäßigsten, die Richtungsänderung des Temperaturgradienten relativ zur Strömung an der betreffenden Station von der unteren zur oberen Isobarenkarte festzustellen. Dabei reicht es aus, die relative Verlagerung des positiven Temperaturgradienten ( $\nabla T$ ) zwischen den 4 Quadranten eines in der Strömung liegenden Koordinatensystems zu betrachten. So ergibt sich ganz allgemein für die in Abb. 3 dargestellte Quadrantennumerierung das in Tab. 1

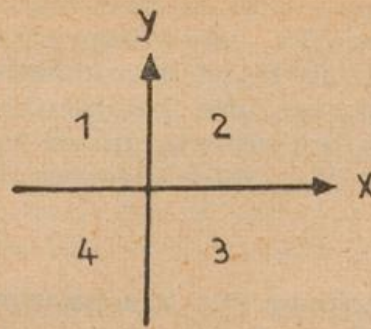


Abb. 3

In der Strömung schwimmendes Koordinatensystem.  
 $x$  = Strömungsrichtung

zusammengestellte Verhalten des Windfeldes zwischen beiden Hauptisobarenflächen.

Tab. 1

Verhalten des Windfeldes zwischen zwei Isobarenflächen auf Grund der Lage des Temperaturgradienten relativ zur Strömung.

$\nabla T$ zeigt unterhalb des gemeldeten Windextrems in Quadrant	$\nabla T$ zeigt oberhalb in Quadrant	Verhalten des Windfeldes	Zusammen- fassung
4 3	2 1	Null- schicht 1. Art $v_z > 0 \rightarrow 0 \rightarrow < 0$ $v_z < 0 \rightarrow 0 \rightarrow > 0$	Null- schichten
2 1	4 3	Null- schicht 2. Art $v_z < 0 \rightarrow 0 \rightarrow > 0$ $v_z > 0 \rightarrow 0 \rightarrow < 0$	
1 2	2 1	$\frac{\partial v_x}{\partial z} < 0$ $v_z > 0 \rightarrow 0 \rightarrow < 0$ $v_z < 0 \rightarrow 0 \rightarrow > 0$	Umkehr der Vertikal- bewegung ohne Windextrem
4 3	3 4	$\frac{\partial v_x}{\partial z} > 0$ $v_z > 0 \rightarrow 0 \rightarrow < 0$ $v_z < 0 \rightarrow 0 \rightarrow > 0$	
4 3	1 2	$v_x =$ Maxi- mum $v_z > 0$ $v_z < 0$	Extrem des Horizontalwindes ohne Umkehr der Vertikalbewegung
2 1	3 4	$v_x =$ Mini- mum $v_z < 0$ $v_z > 0$	

Treten mehreren Extreme zwischen zwei Hauptisobarenflächen auf oder stehen nicht alle Höhenkarten für den entsprechenden Termin zur Verfügung, bleibt noch die Möglichkeit, an Hand aerologischer Aufstiege der betreffenden Station bzw. der Nachbarstation, die Temperaturen der in Höhe des Extrems liegenden Isobarenfläche zu bestimmen, um so schließlich klären zu können, ob es sich um ein Extrem mit Nullschichteigenschaften handelt oder nicht.

#### 4. Nullschichtkarten

##### 4.1. Meßdaten und Untersuchung der Windmaxima auf ihre Nullschichteigenschaften

Für den Zeitraum vom 14. November 1954 bis 13. Dezember 1954 in dem über Mitteleuropa überwiegend meridionale Strömung herrschte, wurde aus den Aufstiegen der west- und mitteleuropäischen aerologischen Stationen die Höhen der Maxima des Horizontalwindes bestimmt und in Wetterkartenunterdrucke je für den 03<sup>00</sup>- und 15<sup>00</sup>-Termin gesondert eingetragen.

Frl. E. S ó o s (6) untersuchte mit Hilfe der im vorigen Abschnitt angegebenen Methode in jeder Einzelkarte die eingetragenen Maxima, ob sie Nullschichteigenschaften aufwiesen bzw. echte Extreme im Sinne des obigen Kriteriums waren. Insgesamt wurden 2132 Windmaxima überprüft.

Lag ein Maximum in Höhe einer Hauptisobarenfläche, wurde von ihr festgestellt, ob diese Druckfläche tatsächlich Temperaturlausgleichsfläche ist. Befand sich der höchste Wert des Horizontalwindes zwischen zwei Hauptisobarenflächen, bestimmte sie mit Hilfe des in der Strömung schwimmenden Koordinatensystems für die betreffende Station die Richtungsänderung des positiven Temperaturgradienten entsprechend Tabelle 1. Als Arbeitsmaterial standen die Höhenkarten der 700-, 500-, 225- und 96-mb-Fläche der Analysenzentrale des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind in Tabelle 2 zusammengestellt:

Tab. 2

Ergebnis der Untersuchung von Windmaxima auf Nullschichteigenschaften  
(nach E. S ó o s)

Termin	A Eingetragene Maxima	B Unbestimmbare Maxima		C Extreme ohne Nullschicht- charakter	D Zweifels- fälle	E Nullschicht- werte
		unter 2 km	über 15 km			
03 <sup>00</sup>	1041	35	45	143	78	740
15 <sup>00</sup>	1091	46	70	157	90	728
Insge- samt	2132	81	115	300	168	1468
	=100%	3,8%	5,5%	14%	7,9%	68,8%
		196				
		9,3%				

Von 2132 Maxima des Horizontalwindes erwiesen sich 1468 Fälle (68,8%) als echte Nullschichten, 300 Fälle waren Maxima ohne Umkehr der Vertikalbewegung. 196 Meldungen von Maximalwinden konnten nicht überprüft werden, da sie unter 2 km bzw. über 15 km lagen. Bei tiefliegenden Maxima war eine Untersuchung nicht sinnvoll, da die Bodenkarte, deren Temperaturen sehr stark von der Oberflächenbeschaffenheit und der Orographie abhängen, dafür nicht geeignet ist. Die über 15 km bzw. über der 96-mb-Karte liegenden Werte konnten mangels einer darüberliegenden Höhenkarte nicht kontrolliert werden.

Die Genauigkeit der Höhenbestimmungen in den Karten betrug höchstens  $\pm 1$  km (siehe Abschnitt 4.2); damit ist erklärlich, daß einige Maxima, die ihrer Höhenangabe entsprechend in der Nähe einer Hauptisobarenfläche liegen sollten, mit Hilfe der Prüfmethode nicht in der angegebenen Höhe, sondern 1 bis 2 km oberhalb bzw. unterhalb gefunden wurden. Umgekehrt konnte in mehreren Fällen so ein Maximum gefunden werden, das an der betreffenden Station nicht eingetragen war, aber von den umliegenden Stationen gemeldet wurde. Der Grund für die fehlende Meldung des Extrems dürfte darin zu suchen sein, daß zum Teil die Windangaben aus den Tempverschlüsselungen genommen werden mußten, die nicht immer die genauen Höhen von Extremen enthalten.

Die Lebensdauer der in Tabelle 2 genannten unbestimmbaren Fälle wurde von E. S ó o s ebenfalls untersucht. Es zeigte sich, daß bereits 24 Stunden später 82% verschwunden waren. Daraus kann der Schluß gezogen werden, daß zum größten Teil diese Windmaxima keinen Nullschichtcharakter aufwiesen. Es hat den Anschein, daß ein Windmaximum, je weiter es von der mittleren Höhe der Nullschicht entfernt ist, desto unwahrscheinlicher einen Nullschichtcharakter aufweist. In der Tabelle 3 sind die Ergebnisse der Untersuchung über die Lebensdauer zusammengestellt.

Tab. 3

Lebensdauer der unbestimmbaren Maxima und Extreme ohne Nullschichtcharakter (nach E. S ó o s)

Verschwunden nach	Unbestimmbare Maxima		Maxima ohne Nullschichtcharakter	Insgesamt	Bemerkungen
	unter 2 km	über 15 km			
	81 100%	115 100%	300 100%	496 100%	Bei den letzten zwei Terminen konnte die Lebensdauer von 23 Maxima nicht ermittelt werden, der Prozentsatz bezieht sich dementsprechend auf 473
	196 = 100%				
12 Stunden	56 69%	75 65%	208 71%	339 68%	
	131 = 67%				
24 Stunden	67 82%	89 83%	237 82%	393 82%	
	156 = 82%				

## 4.2. Genauigkeit der eingetragenen Meßwerte, Kartenanalyse

In dem in Frage kommenden Bereich zwischen 5 km und 13—14 km sind die Radiosonden-Temperaturmessungen etwa auf  $\pm 1^{\circ}$  genau, daraus resultiert ein Fehler der Höhenbestimmung bis zu  $\pm 60$  m. Die instrumentelle Genauigkeit der Druckmessung beträgt etwa 2—3 mb, hier ergibt sich ein Fehler der Höhenbestimmung bis zu etwa  $\pm 20$  m. Es ist also im Einzelfall möglich, daß durch diese beiden Ungenauigkeiten ein Fehler in der Höhenbestimmung bis zu  $\pm 80$  m auftreten kann.

Ein weitaus größerer Fehler ergibt sich aus der augenblicklichen Art der Verschlüsselung von Radiosonden bzw. Höhenwindmessungen, die in Standardhöhen gemeldet werden. Die gültigen Bestimmungen über die Meldungen von Zwischenwerten ist nicht sehr glücklich gewählt, so daß dadurch das wirkliche Maximum häufig unterdrückt wird.

Erschwerend kommt weiter hinzu, daß ein Teil der aerologischen Stationen Europas 1954 bei der Abgabe von verschlüsselten Tempaufstiegen keine gesonderte Höhenwindverschlüsselung durchführte, so daß in größeren Höhen, in denen zum Teil die Werte im Abstand von 50 zu 50 mb gemeldet wurden, eine Differenz von 0,8—2,5 km von Meldepunkt zu Meldepunkt entstehen konnte. Dies war besonders bei den englischen Stationen der Fall. Wenn man alle diese Punkte in Betracht zieht, ergibt sich, daß die in Karten eingetragenen Werte einen maximal möglichen Fehler von etwa  $\pm 1$  km aufweisen können.

Nach dieser Überlegung konnte mit der Auszeichnung der vorliegenden 60 Karten, die nurmehr Maxima mit Nullschichtcharakter enthalten, begonnen werden. Dieselben wurden zunächst unabhängig von den Boden- und Höhenkarten des jeweiligen Termins analysiert, um nachher eine möglichst objektive Aussage über eventuelle Zusammenhänge geben zu können. Es wurden Linien gleicher Nullschichthöhe, also Isohypsen der Nullschichten eingezeichnet. Diese völlig neue Aufgabe war nicht einfach. Eine Feinanalyse war auf Grund des weitmaschigen aerologischen Netzes nicht möglich. Um die Zuordnung der einzelnen Höhen zur jeweiligen Nullschicht möglichst sinnvoll zu gestalten, wurde die Entwicklung auf Grund der vorherigen Karten berücksichtigt. Dies galt besonders bei jenen Karten, bei denen ein Teil der Stationen mehrere Nullschichten aufwies; dabei mußte besonders auf eine physikalisch mögliche, plausible Änderung der einzelnen Schichten geachtet werden.

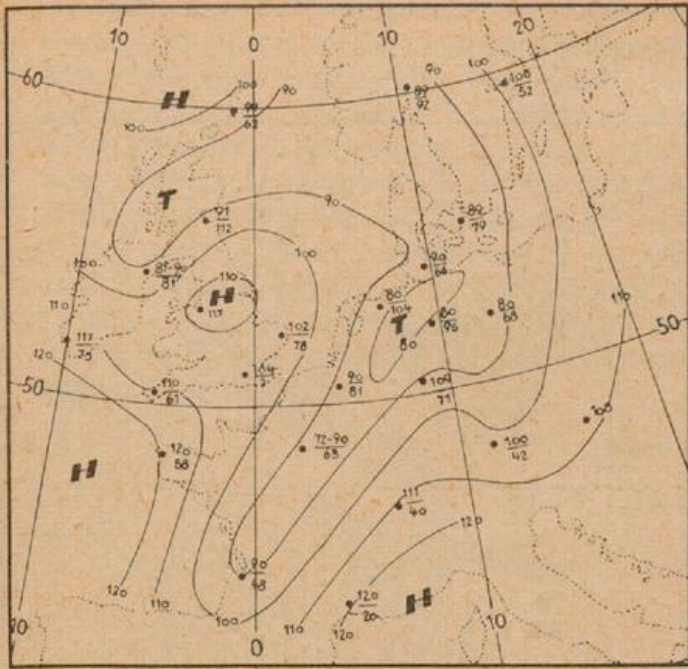
Die höchste Stelle der Nullschicht wurde mit H, die tiefste Stelle mit T bezeichnet. Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß diese Gebiete nicht ohne weiteres identisch sind mit Hoch bzw. Tief im üblichen Sinne der Meteorologie.

## 5. Vergleich zwischen Nullschichtkarten und Wettergeschehen

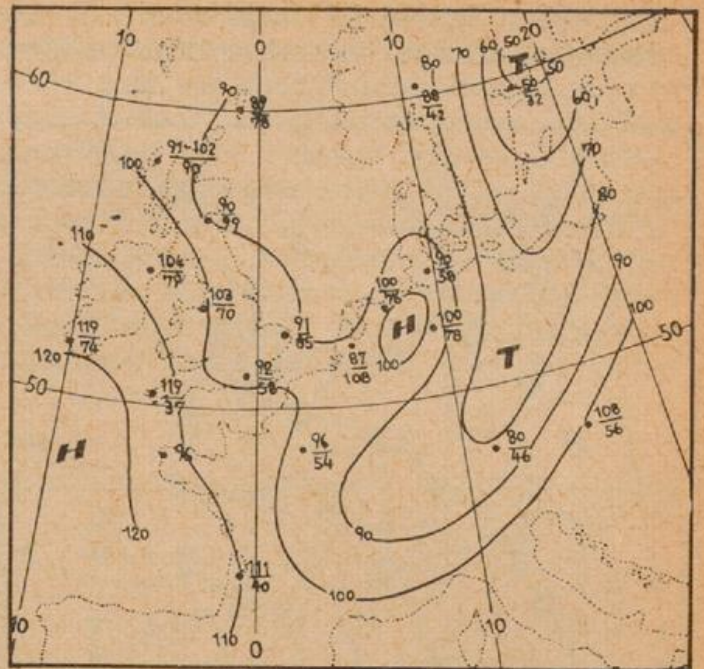
### 5.1. Beispiele von Nullschichtkarten

Abb. 4—15 geben den synoptischen Wetterablauf, dargestellt durch die Bodenkartenanalyse (untere Karten) und das entsprechende Verhalten der Nullschichthöhen (obere Karten) der ersten 6 Tage des bearbeiteten Zeitraums wieder.

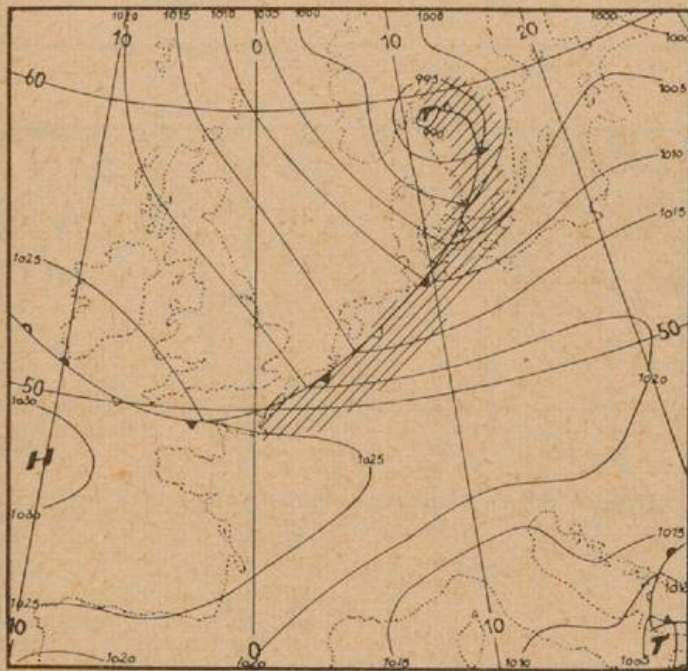
Am 14. November 1954, 03.00 GMT befindet sich auf der Bodenkarte westlich des Golfes von Biskaya ein Hochdruckgebiet mit einem Hochkeil nach Osten über Süddeutschland nach Österreich und einem kräftig ausgebildeten Hochkeil nach Norden westlich der britischen Inseln über Island nach Ostgrönland. Über Schweden liegt ein Tief mit einem Frontensystem, das von Dänemark entlang der deutschen Küste bis zum Westausgang des Ärmelkanals verläuft. Im Bereich des Frontensystems herrscht bedeckter Himmel und verbreitet Regen. Die Höhenkarten zeigen den ostatlantischen Hochkeil bis hinauf in Höhe der 96-mb-Fläche. Über England herrscht eine nordwestliche Strömung, die über Mitteleuropa auf West, und später West-Südwest dreht. Die Nullschichtkarte des glei-



14.11.54 03<sup>00</sup>

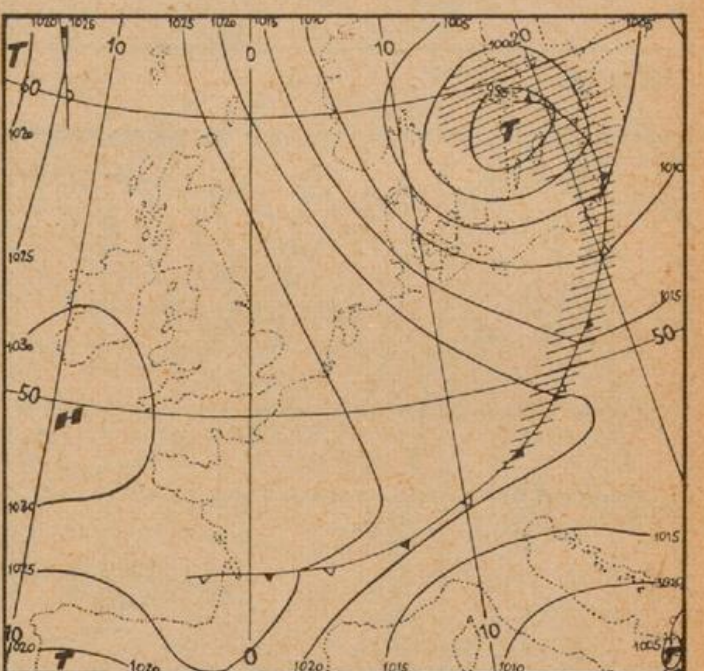


14.11.54. 15<sup>00</sup>



14.11.54 03<sup>00</sup>

Abb. 4



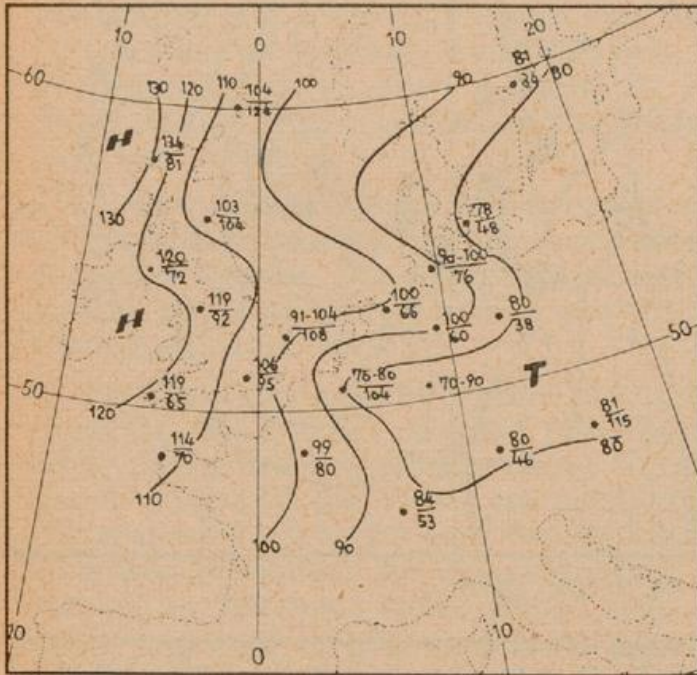
14.11.54. 15<sup>00</sup>

Abb. 5

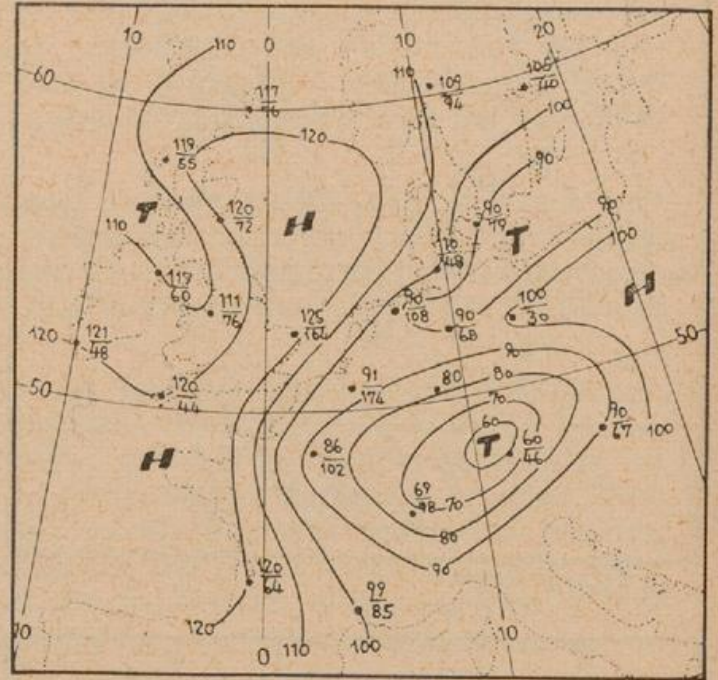
chen Termins zeigt im Bereich des Frontensystems eine tiefe Nullschicht, die sich bis nach Südwestfrankreich erstreckt. Über Südengland befindet sich ein Hochkeil der Nullschicht, über dem Bodenhoch ist ebenfalls eine hohe Nullschicht vorhanden. Im Bereich hoher Nullschicht herrscht heiteres freundliches Wetter. Über Südwestdeutschland ist ein schwacher Hochkeil in den Nullschichtkarten erkenntlich, in dem ebenfalls gutes Wetter auftritt.

12 Stunden später (14. 11. 15.00 Uhr) hat sich das ganze System etwas ostwärts verlagert. Die Kaltfront der südsandinavischen Zyklone liegt jetzt über der südöstlichen Ostsee, Ostdeutschland und östlichem Süddeutschland, Die Furche in den Nullschichtkarten und das Hauptniederschlagsgebiet dieser Front befinden sich etwas westlich von dieser Linie. Die über England gelegene Zelle hoher Nullschicht ist nach Nordwestdeutschland gezogen. Der Hochkeil westlich der

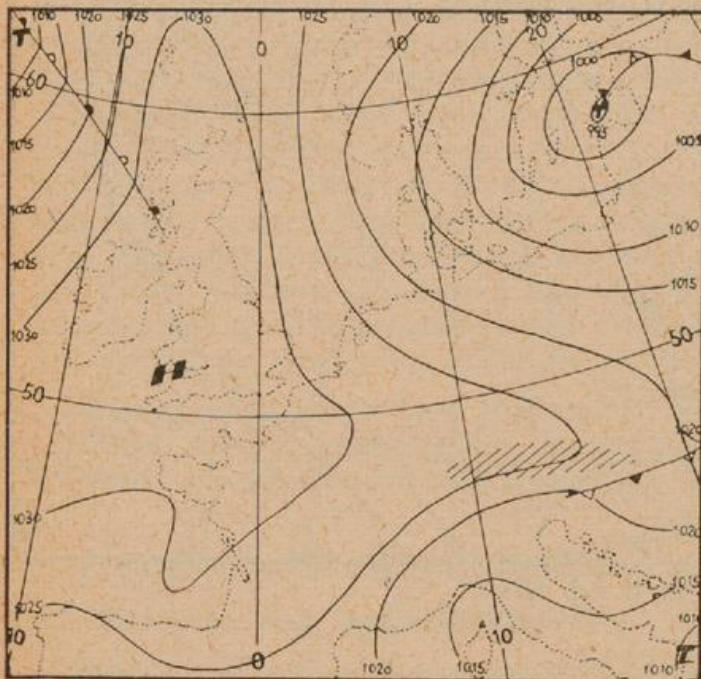
britischen Inseln hat sich ebenfalls etwas ostwärts verlagert und mit ihm der Hochkeil in den Nullschichtkarten über diesem Gebiet.



15.11.54 03<sup>00</sup>

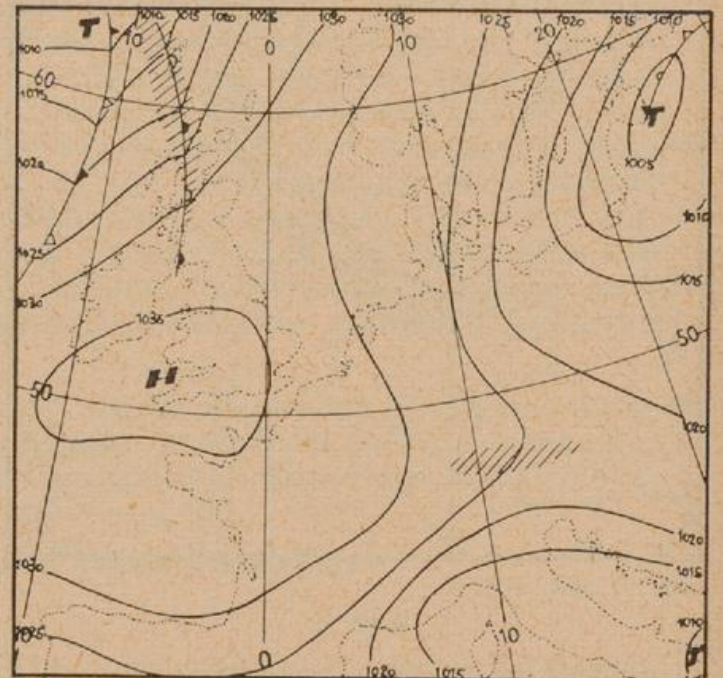


15.11.54 15<sup>00</sup>



15.11.54 03<sup>00</sup>

Abb. 6

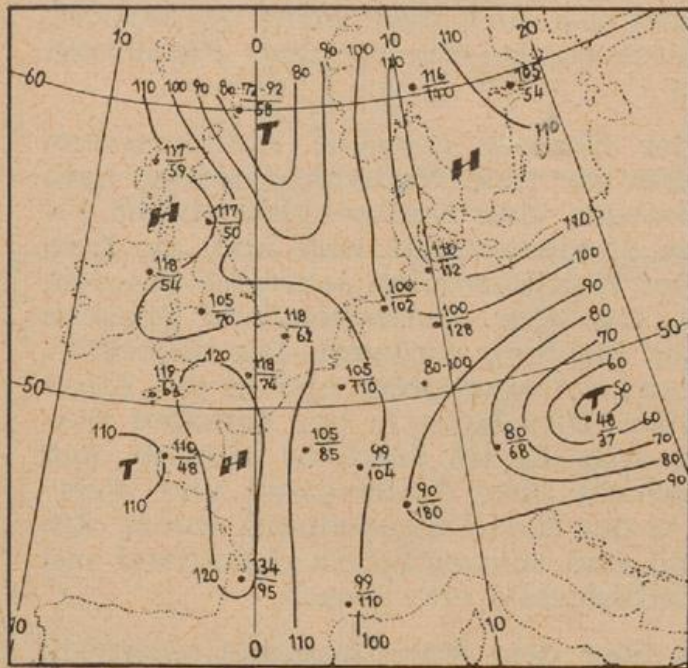


15.11.54 15<sup>00</sup>

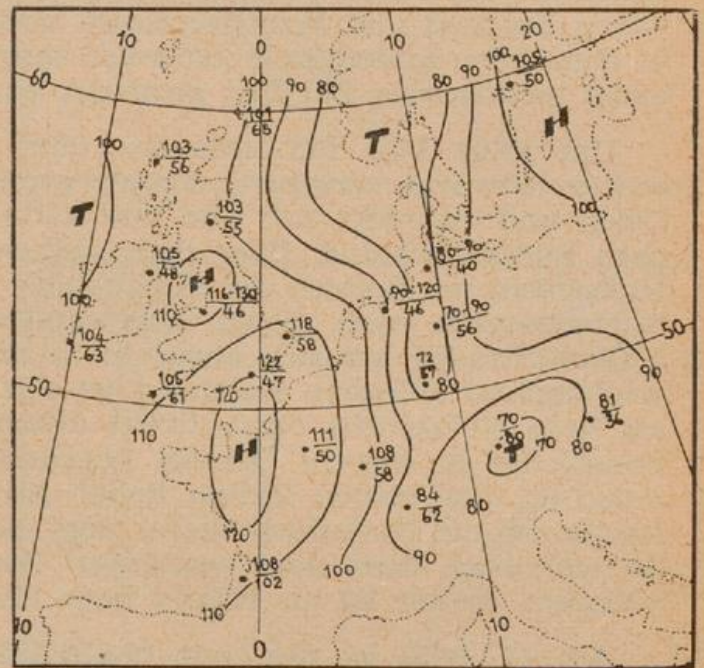
Abb. 7

Am 15., 03.00 Uhr früh befindet sich die skandinavische Zyklone über der südöstlichen Ostsee. Die dazugehörige Front ist aus dem Kartenbereich heraus nach Osten abgezogen. In der Nullschichtkarte befindet sich jedoch über dem südlichen Süddeutschland noch ein Gebiet tiefer Nullschicht. Darin tritt besonders im Alpenvorland verbreitet Regen auf (Stau). Das Biskayahochdruckgebiet hat sich zu den britischen Inseln verlagert, wobei der Keil nach Norden am Boden und in der Höhe verstärkt wurde. Es herrscht nun über West- und Mitteleuropa eine nördliche bis nordwestliche Strömung in den unteren Schichten der Atmosphäre.

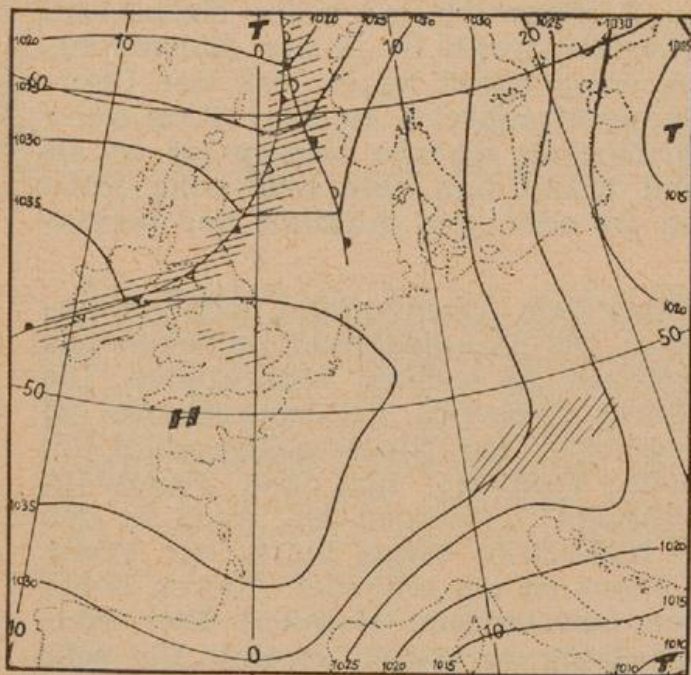
Am Nachmittag dieses Tages hat sich die Nullschicht über dem südlichen Süddeutschland noch etwas gesenkt und weist einen eigenen Tiefkern westlich München auf. Eine tiefe Nullschicht erstreckt sich bis über Norddeutschland zur südwestlichen Ostsee. Im ganzen Bereich kommt es verbreitet zu Regenschauern, im Alpenvorland zu Stauniederschlägen zum Teil als Schnee. Die bisher über Irland bzw. über Nordwestschottland gelegene hohe Nullschicht ist weiter ostwärts in die Nordsee gezogen. Der Bodenhochkeil hat sich ebenfalls etwas nach Osten verlagert. Im Bereich dieser hohen Nullschicht herrscht vielfach heiteres Wetter. Die Warmfront einer neuen atlantischen Störung, die über Nordschottland angelangt ist, macht sich durch eine relativ tiefe Nullschicht bemerkbar. Über diesem Gebiet tritt geschlossene Bewölkung auf, aus der teilweise Regen fällt.



16. 11. 54 03<sup>00</sup>

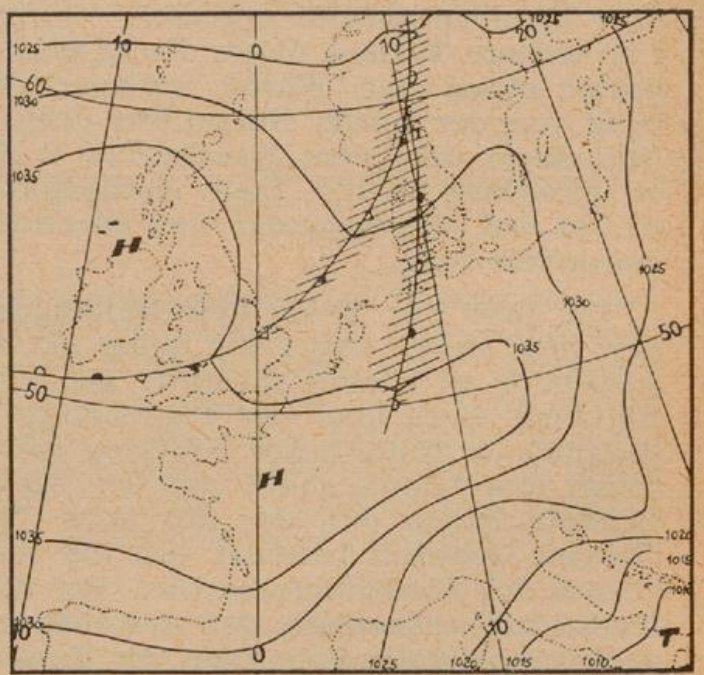


16. 11. 54 15<sup>00</sup>



16. 11. 54 03<sup>00</sup>

Abb. 8



16. 11. 54 15<sup>00</sup>

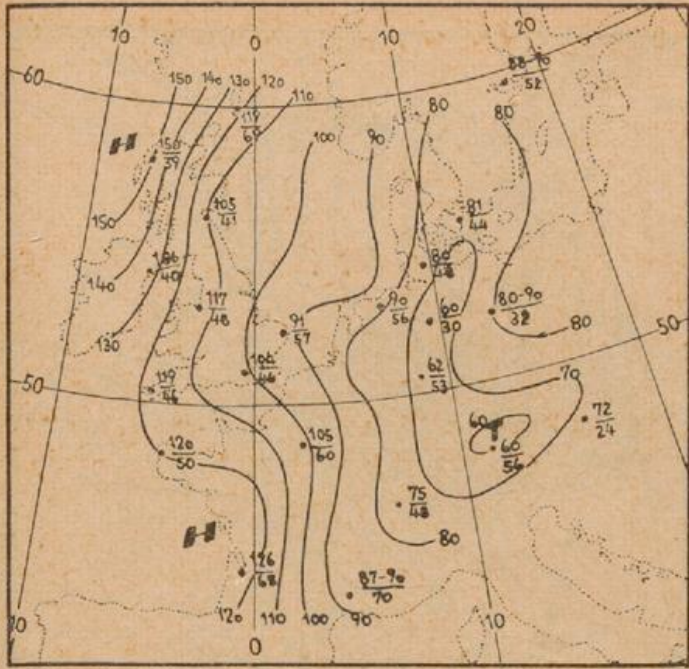
Abb. 9

Am 16. früh hat sich die tiefe Nullschicht im Raum des südlichen Süddeutschlands etwas nach Osten verlagert. Damit verbunden ist ein Kaltlufttropfen, der in den Isothermen der absoluten Topographie 500 mb und in der relativen Topographie 500 über 1000 mb gut erkennbar ist. In seinem Bereich kommt es verbreitet zu Schneefällen und zu Schneeschauern. Der bisher über der südlichen Ostsee gelegene Trog tiefer Nullschicht ist nach Osten abgezogen und in der Karte nicht mehr erkennbar. An seiner Stelle liegt jetzt der von der südlichen Nordsee hergewanderte Bereich hoher Nullschicht, darunter herrscht schönes Wetter. Am Boden befindet sich der in dieses Gebiet geschwenkte Hochkeil. Das Frontensystem der südgrönländischen Störung liegt jetzt über der Nordsee. Über diesem Raum befindet sich eine tiefe Nullschicht, es tritt verbreitet geschlossene Bewölkung und zum Teil örtlich Regen auf. Die über England nach Irland reichende Kaltfront dieser Störung ist in den Nullschichtkarten durch einen Trog tiefer Nullschicht angedeutet. Über dem südlichen England und Westfrankreich befindet sich ein Gebiet hoher Nullschicht, in dem über Südengland teilweise aufgelockerte Bewölkung, über Frankreich meist wolkenloser Himmel gemeldet wird.

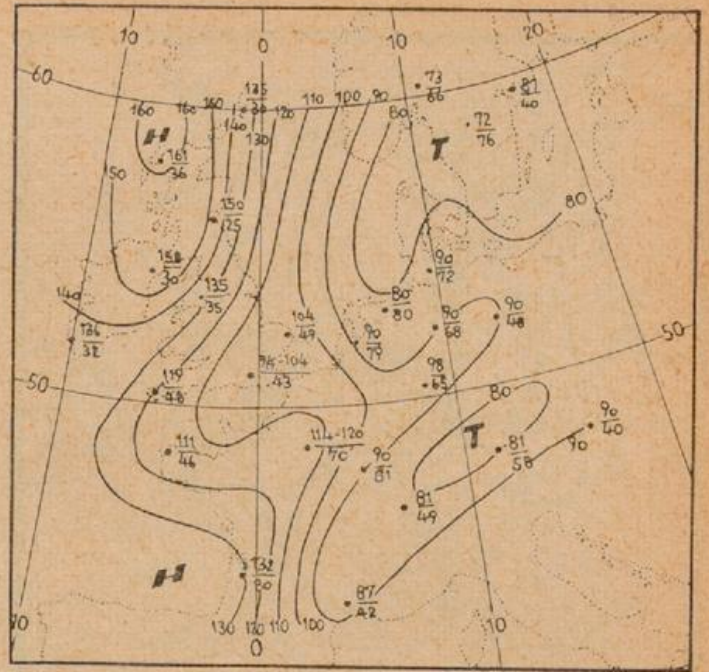
Um 15.00 Uhr hat sich das über der Nordsee gelegene Frontensystem weiter ostwärts verlagert, ebenso wanderte die tiefe Nullschicht weiter nach Osten und erstreckt sich nun von Südnorwegen über Nordwestdeutschland bis nach Süddeutschland. Über dem südlichen Süddeutschland liegt noch die tiefe Nullschicht im Bereich des Alpenstaus. Der Kaltlufttropfen selbst ist aus dem Kartenbereich nach Osten abgewandert. Das über Südwestengland gelegene Nullschichthoch hat sich etwas in östlicher Richtung verlagert. Die über Südwestengland gelegene Kaltfront ist nur schwach ausgeprägt und in der Karte als tiefe Nullschicht nicht direkt erkennbar. Dies kann in der geringen Stationsdichte in diesem Bereich begründet sein. Es ist durchaus möglich, daß zwischen den beiden Zellen hoher Nullschicht über Nordengland und Westfrankreich die Nullschicht tiefer liegt als in der Karte angenommen wurde. Ein Zwischenhoch über dem westlichen Irland und südwestlichem Schottland mit heiterem Wetter ist als relativ hohe Nullschichtzelle erkennbar.

Am 17. früh ist die tiefe Nullschicht über dem Voralpengebiet weiterhin vorhanden und auch die leichten Stauniederschläge. Das Frontensystem der grönländischen Störung ist weiter nach Osten gezogen und befindet sich jetzt über Norddeutschland mit einem leichten Regengebiet und tiefer Nullschicht. Der weitere Verlauf dieser Front über Nordfrankreich ist in den Nullschichtkarten etwas nach Westen verlagert, dies kann daran liegen, daß der Übergang von der hohen Nullschicht über Südwestfrankreich zu dem Trog tiefer Nullschicht über dem Kanalgebiet in Wirklichkeit schärfer ausgeprägt ist als er gezeichnet wurde. Über Nordschottland taucht nun eine sehr hohe Nullschicht auf, die entweder neu entstanden ist oder vom Atlantik her hereingewandert kam.

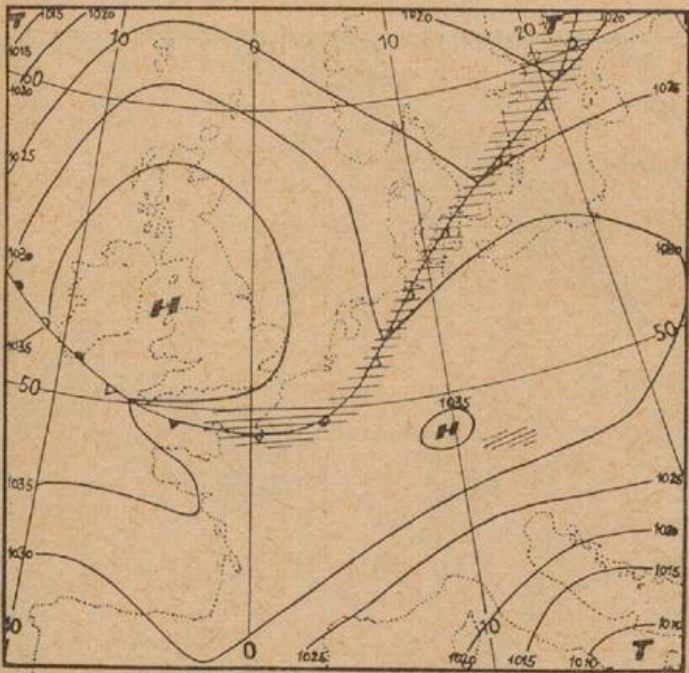
Um 15.00 Uhr ist die tiefe Nullschicht über dem Alpenvorland noch vorhanden, liegt jedoch nun 2 km höher als bisher. Die Stauniederschläge haben fast aufgehört, es kommt nurmehr ganz vereinzelt zu leichten Schneefällen. Die Kaltfront eines über der Petersburger Bucht gelegenen Tiefdruckgebietes ist ebenfalls in südöstlicher Richtung weitergezogen. Ihr Niederschlagsgebiet befindet sich hauptsächlich auf der Rückseite. Verbreitet tritt über Schleswig-Holstein Regen auf, der mit tiefer Nullschicht verbunden ist. Auch in den übrigen Gebieten befindet sich die tiefe Nullschicht etwas hinter der Front, ebenso das Niederschlagsgebiet. Vor der Front ist ein schmaler Rücken hoher Nullschicht erkennbar, der mit dem noch vorhandenen Hochkeil über Süddeutschland nach Polen hin im Zusammenhang zu stehen scheint. Die sehr hohe Nullschicht über Schottland hat sich noch etwas angehoben und etwas nach Süden ausgeweitet. Ihr Kerngebiet liegt jetzt 16 km hoch.



17. 11. 54 03<sup>00</sup>

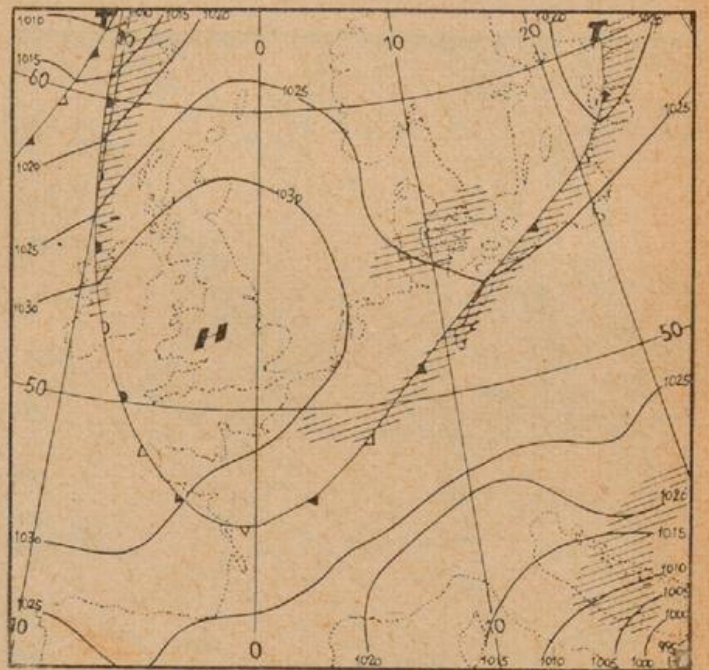


17. 11. 54 15<sup>00</sup>



17. 11. 54 03<sup>00</sup>

Abb. 10

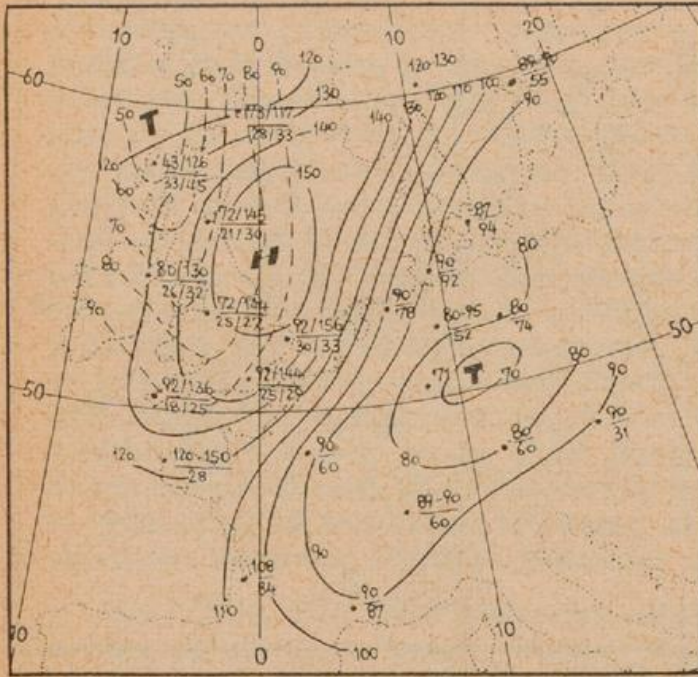


17. 11. 54 15<sup>00</sup>

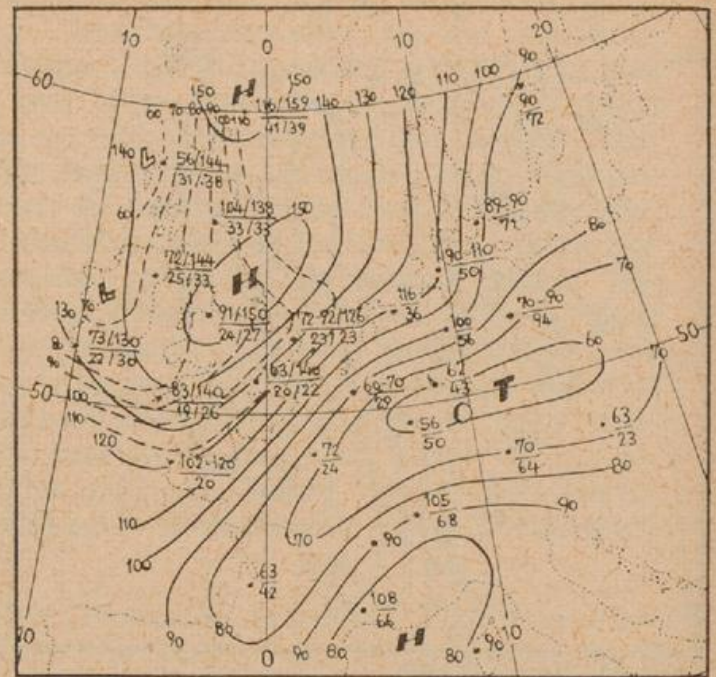
Abb. 11

Am 18. 03.00 Uhr hat sich an der Odermündung ein kleines Teiltief gebildet. Die dazugehörige Front verläuft über Posen, Schlesien nach Südwestdeutschland mit einem breiten Niederschlagsgebiet westlich dieser Linie. In diesem Bereich befindet sich eine tiefe Nullschicht. Die sehr hohe Nullschicht ist von Schottland zur südlichen Nordsee gezogen. Eine neue atlantische Störung brachte mit ihrem Frontensystem eine tiefliegende Nullschicht, die sich unter die hohe Nullschicht geschoben hat, und nun über Schottland und England liegt. Die Geschwindigkeiten in der oberen Nullschicht sind etwa um 30% größer als in der unteren.

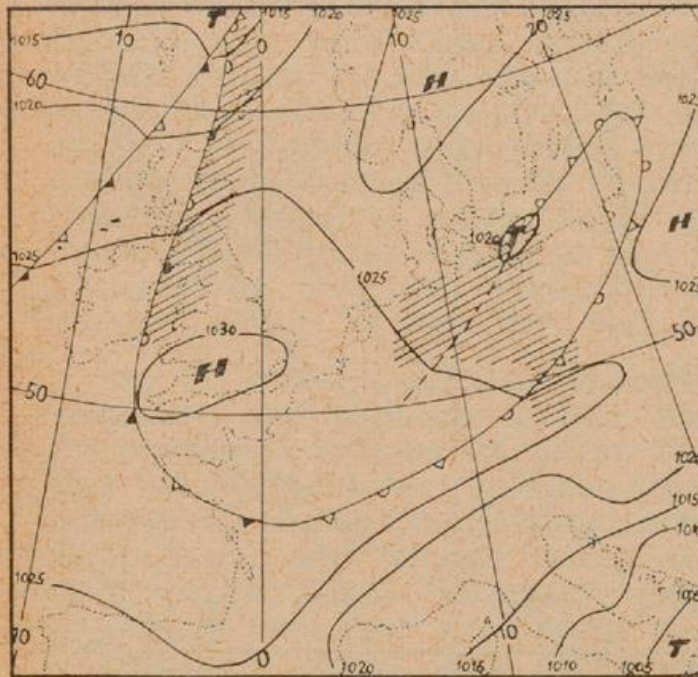
Am Nachmittag hat sich die Schlechtwetterzone über Süddeutschland etwas südwärts verlagert, ebenso die tiefe Nullschicht. Die sehr hohe Nullschicht über der südlichen Nordsee ist nahezu stationär geblieben, die darunterliegende tiefe Nullschicht hat sich über England etwas nach Osten durchgesetzt. Die Winde in



18. 11. 54 03<sup>00</sup>

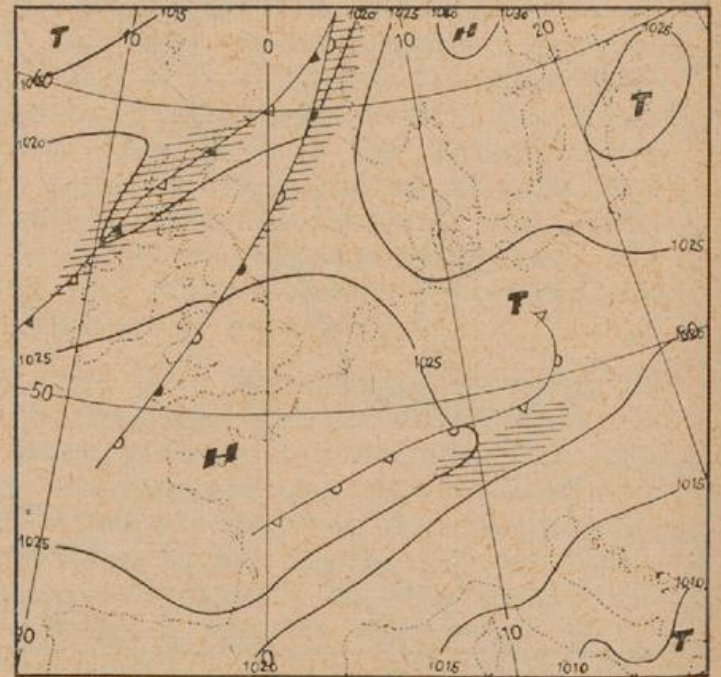


18. 11. 54 15<sup>00</sup>



18. 11. 54 03<sup>00</sup>

Abb. 12



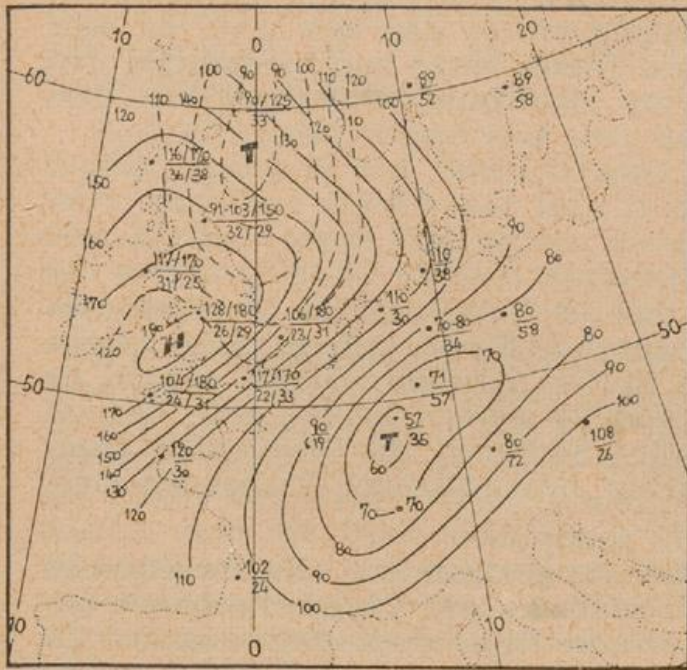
18. 11. 54 15<sup>00</sup>

Abb. 13

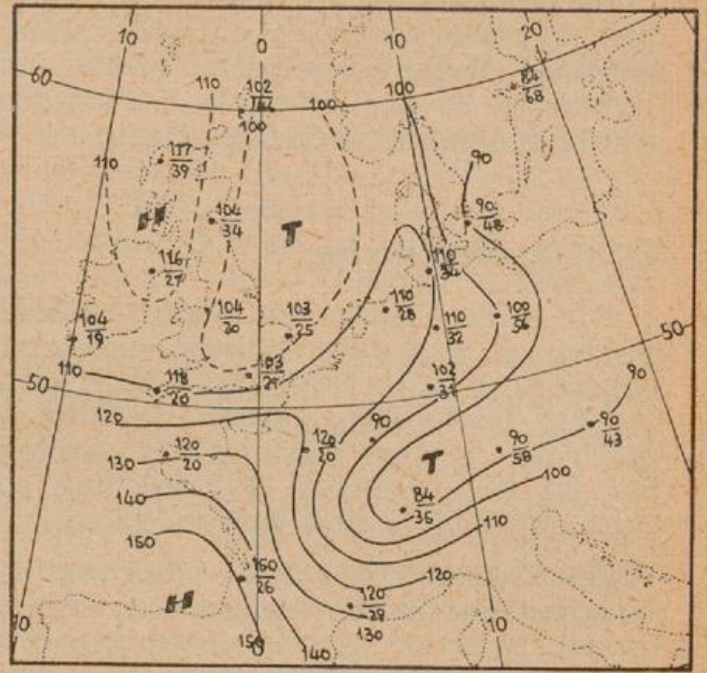
der hohen Nullschicht sind meist noch etwas stärker als die in der darunterliegenden.

Die Höhenkarten zeigen über Mitteleuropa anhaltende nördliche Strömung an der Ostflanke eines von Südwestfrankreich über England zum Nordmeer reichenden Höhenhochkeils. Atlantische Störungen hatten bisher diesen Höhenhochkeil durchbrochen und waren nach Mitteleuropa vorgedrungen. Nun blieb das Frontensystem über England jedoch fast stationär liegen.

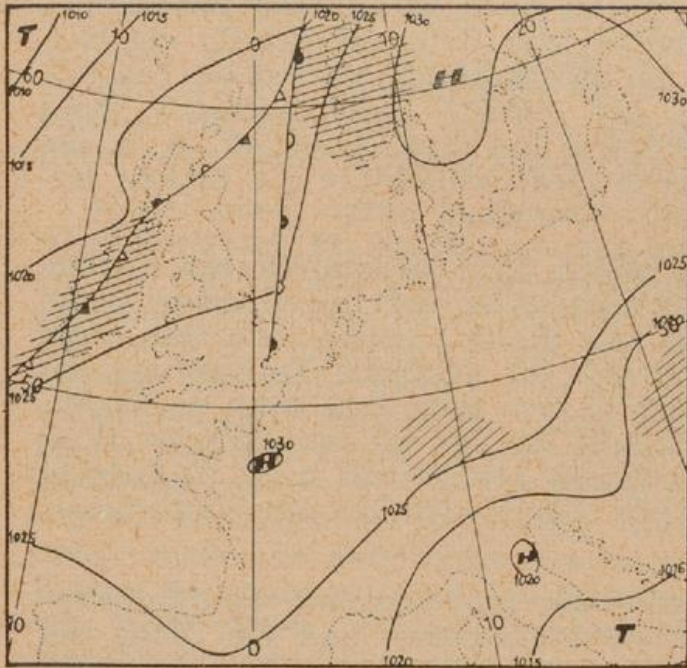
In der Nullschichtkarte hat sich die sehr hoch gelegene Nullschicht zum 19. 03.00 Uhr GMT noch etwas angehoben und liegt jetzt über Südengland. Die darunter befindliche tiefe Nullschicht des Frontensystems ist bis zur Nordsee vorgedrungen. Die Warmfront über England ist kaum mehr wetterwirksam. Die



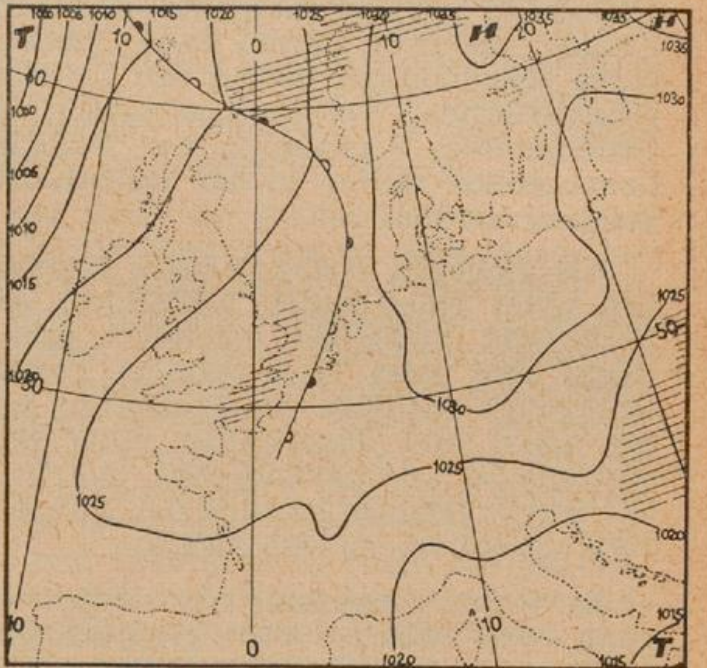
19. 11. 54 03<sup>00</sup>



19. 11. 54 15<sup>00</sup>



19. 11. 54 03<sup>00</sup>



19. 11. 54 15<sup>00</sup>

Abb. 14

Abb. 15

Kaltfront über Schottland und Irland ist nur wenig nach Osten vorangekommen. In der Nullschichtkarte ist über den britischen Inseln im südlichen Teil die obere Nullschicht stärker als die untere, im nördlichen Teil ist es jetzt umgekehrt. Die tiefliegende Nullschicht über Südwestdeutschland und dem südlichen Ostdeutschland ist noch vorhanden. Sie befindet sich im Bereich einer Kaltluftzunge. Es treten hier weiterhin Regen — Schneefälle auf.

Am Nachmittag des gleichen Tages steigt die Nullschicht über Südwest- und Süddeutschland an, der Niederschlag in diesem Gebiet hört auf. Über England und der Nordsee ist die sehr hohe Nullschicht nicht mehr eindeutig belegt und deshalb nicht mehr eingezeichnet. Die darunterliegende tiefe Nullschicht liegt nun etwas höher; das Wettergeschehen in diesem Bereich schwächt sich ab.

Großräumig hält der seit dem 18. auftretende hochreichende Druckanstieg über Nordskandinavien und Nordwestrußland an, so daß sich dort ein sehr kräftiges Hochdruckgebiet aufbauen konnte. Dieses wirkt nun blockierend und verhindert so das ostwärts Vordringen von atlantischen Störungen aus dem grönländischen-isländischen Raum.

## 5.2. Gesamtergebnisse

Die Nullschichtkarten zeigen zunächst, daß die Nullschicht im Einzelfall vorhanden ist, und eine endliche zusammenhängende Fläche bedeckt. Eine genaue Begrenzung einer Nullschicht kann diesen Karten nicht entnommen werden, da nur ein begrenzter Kartenausschnitt dargestellt werden konnte und, bedingt durch den großen Abstand der aerologischen Stationen, die Möglichkeit gegeben ist, daß mehrere Nullschichten getrennt nebeneinander vorhanden sind, ohne daß dies in den Karten erkennbar ist.

Die Nullschicht wurde ursprünglich bei der Betrachtung des Gegensatzes zwischen Vertikalbewegungen in stationären Hoch- und Tiefdruckgebieten gefunden, wie zu Anfang erwähnt wurde. Dabei liegt im Hochdruckgebiet die Nullschicht höher als im Tief. Die vorliegenden Nullschichtkarten lassen erkennen, daß hohe Nullschicht und der Kern des Hochdruckgebietes, umgekehrt tiefe Nullschicht und der Kern des Tiefdruckgebietes nicht unmittelbar zusammenhängen. Vielmehr führen diese Gebilde hoher bzw. tiefer Nullschicht ein teilweise selbständiges Dasein den Zentren der Druckgebilde gegenüber. Die unterschiedlichen Wettererscheinungen auf der Vorder- und Rückseite eines Druckgebildes kommen in der Nullschichtkarte gut zum Ausdruck, d. h. die Druckgebilde dürfen in der Nullschichtkarte nicht schlechthin als Einheit angesehen werden.

Als vielleicht erstaunlichstes Ergebnis zeigen diese 60 analysierten Karten, daß unter einer hohen Nullschicht Absinkbewegung und unter einer tiefen Nullschicht Aufsteigen dominiert, egal ob sich dieses Gebilde innerhalb eines Hochs oder eines Tiefs befindet. Dabei scheint die vertikale Verlagerung der Nullschicht ebenfalls von Bedeutung zu sein in dem Sinn, daß unter ansteigender hoher bzw. absinkender tiefer Nullschicht die bei gleichbleibender Höhe auftretende Vertikalbewegung eintritt, während absinkende hohe Nullschicht mit Wetterverschlechterung und aufsteigende tiefe Nullschicht mit Wetterbesserung verbunden zu sein scheint.

Es hat den Anschein, als würde zwischen der großräumigen Vertikalbewegung, also zwischen dem großräumigen Wettergeschehen und der Höhe der Nullschicht, ein enger Zusammenhang bestehen. Wenn man die Höhe der Nullschicht in diesen 60 Karten betrachtet, je nachdem ob darunter Aufsteigen oder Absinken herrscht, so ergibt sich, daß etwa die mittlere Höhe der Nullschicht über Mitteleuropa, bei uns also, in rund 10 km, den Grenzwert für das Vorzeichen der Vertikalbewegung darunter darzustellen scheint. Im Einzelfall ist allerdings dabei das relative Verhältnis zwischen hoher und tiefer Nullschicht auf den einzelnen Karten ausschlaggebend. Es sei in diesem Zusammenhang ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die aus der Nullschicht erkennbare Vertikalbewegung nur großräumig ist und örtlich durchaus gestört sein kann. Die wettermäßige Auswirkung dieser Vertikalbewegung hängt natürlich von der vorhandenen Feuchte und von der Größe der Vertikalbewegungen selbst ab. Auf der Rückseite eines Tiefdruckgebietes, in dem großräumig gesehen Absinken auftritt, kann die durch Strahlung bedingte Vertikalbewegung bei labilen Verhältnissen der unteren Schichten der Atmosphäre durchaus Schauertätigkeit hervorrufen, ohne daß die zunächst langsam wirkende adiabatische Vertikalbewegung im Wetterbild sofort erkennbar ist.

Das stärkste Wettergeschehen im Bereich der Wetterfronten prägt sich durch tiefe Nullschicht aus. Wandern Front und Schlechtwettergebiet auseinander, wie dies vereinzelt der Fall ist, so bleibt die tiefe Nullschicht mit dem Schlechtwettergebiet verbunden.

Kaltlufttropfen weisen eine sehr tiefe Nullschicht auf. Die Umkehr der Vertikalbewegung in den Kaltlufttropfen wurde bereits von Buschner (7) gezeigt, ohne daß damals der Begriff der Nullschicht bereits bekannt war. Bei dem grobmaschigen Stationsnetz dieser Nullschichtkarten ist es nicht möglich, den genauen Ort der tiefsten Nullschicht im Bereich eines Kaltlufttropfens festzulegen.

Die im Alpenvorland auftretenden Stauniederschläge, die häufig nicht mit Fronten verbunden sind, wiesen in diesen Nullschichtkarten Gebiete tiefer Nullschicht auf. Häufig zeigte sich über Gebieten hoher Nullschicht das Vorhandensein oder das Aufkommen hoher Bewölkung. Dies entspricht durchaus dem Bild der hohen Nullschicht, über der aufsteigende Luftbewegung herrscht. Ganz allgemein muß die Vertikalbewegung unterhalb der Nullschicht erst einige Zeit wirksam sein, bis sie im Wettergeschehen erkennbar wird. Umgekehrt wird die unter einer Nullschicht herrschende Vertikalbewegung sich um so stärker auswirken, je länger diese Nullschicht über diesem Gebiet liegen bleibt.

Weiter zeigte sich, daß häufig zwischen 1 und 3 km, also an der Obergrenze der Grundschicht (Schneider-Carius (9)), ein Maximum des Windes auftrat. Auf Grund der durch Strahlung stark verfälschten Bodentemperatur war es nicht möglich, diese Maxima auf Nullschichteigenschaften zu überprüfen, so daß sie nicht berücksichtigt werden konnten. Es hat aber den Anschein, als würden sie zumindest bei sich abschwächenden Druckgebilden eine gewisse Rolle beim Massenaustausch zwischen diesen Druckgebilden spielen.

Weiter oben wurde festgestellt, daß die Höhe der Nullschicht anscheinend charakteristisch für die darunterliegende Vertikalbewegung ist. Dies würde bedeuten, daß die aus Vertikalbewegungen und ageostrophischen Massenfluß bestehende Zirkulation zwischen Gebieten tiefer und hoher Nullschicht stattfindet und somit nur indirekt von den Druckgebilden und deren Entwicklungsstadium abhängt. Im Gebiet einer hohen Nullschicht müßte also horizontale Massenkongruenz, und in Höhe einer tiefen Nullschicht horizontale Divergenz auftreten. Dieses Ergebnis zeigen nun Vergenzuntersuchungen, die Faust angestellt hat (veröffentlicht in (8)), die auf Grund eines völlig anderen Materials gewonnen wurden. Mit Hilfe der Bellamy-Methode bestimmte Faust über den britischen Inseln die horizontale Konvergenz und Divergenz in Höhe der 300-mb-Fläche. Es zeigte sich, daß bei hochliegender 300-mb-Fläche im Mittel horizontale Konvergenz, bei tiefliegender 300-mb-Fläche horizontale Divergenz auftrat. Da über den britischen Inseln die Nullschicht etwa im Mittel in der Nähe der 300-mb-Fläche liegt, ergibt diese völlig anders gewonnene Untersuchung eine Bestätigung der hier gefundenen Ergebnisse.

Sehr interessant ist das Vorkommen zweier oder mehrerer überprüfter Nullschichten über einem Gebiet. Ganz allgemein ergab sich der Eindruck, daß diese Fälle in der Natur nicht so selten sind, wie es den Karten nach den Anschein hat. Leider waren bei den in größeren Höhen auftretenden Maxima öfters keine eindeutigen Aussagen über die Richtung des Temperaturgradienten mehr möglich. Um hier unsichere Werte auszuschließen, mußten derartige Maxima aus der Karte gestrichen werden. Ein weiterer Faktor, der hohe Windmaxima nicht immer erkennbar machen konnte, war die Tatsache, daß viele Stationen nur bis etwa 12 — 13 km Höhe regelmäßig eine Windbeobachtung gaben.

Aus den untersuchten Wetterlagen ging hervor, daß sehr hohe Nullschichten und darunterliegende tiefere bei der Umstellung der Wetterlage auftraten. Aus diesen wenigen Fällen kann noch nicht auf einen Zusammenhang zwischen

sehr hoher Nullschicht und Änderung der Wetterlage geschlossen werden. Doch erscheint es angebracht, derartige doppelte Nullschichten auf ihre dynamischen Vorgänge später genauer zu untersuchen; dies konnte im Rahmen der vorliegenden Arbeiten nicht erfolgen. Ganz allgemein kann vielleicht heute schon gesagt werden, daß das Auftreten doppelter Nullschichten zwei grundverschiedene Ursachen haben kann. In einem Fall wird frische Kaltluft herangeführt, z. B. ein Kaltlufttropfen oder eine Kaltluftzunge, die an die Rückseite einer Zyklone gelangt, wobei eine Regenerierung derselben auftritt, im anderen Fall wird eine heranziehende Front mit tieferer Nullschicht unter eine hohe Nullschicht geführt, wie dies z. B. am 17. 11. auftrat.

Eine genaue grundlegende Untersuchung ist notwendig, um die Frage zu klären, ob hohe Nullschicht bei etwa gleichbleibender Höhe immer mit Absinken darunter und tiefe Nullschichten ohne nennenswerte Vertikalverlagerung mit Aufsteigen darunter verbunden sind und warum dies der Fall ist. Ebenso müssen die Vorgänge bei Höhenänderungen der Nullschichten erforscht werden. Ein weiteres Problem harret noch der näheren Untersuchung, das der Auflösung einer Nullschicht. Da zur Existenz einer Nullschicht eine bestimmte Temperaturverteilung notwendig ist, die von der Vertikalbewegung aufrecht erhalten wird, erscheint es möglich, daß diese Vertikalbewegungen selbst die Temperaturverteilung und damit letzten Endes auch die Nullschicht zerstören. Dies würde bedeuten, daß bei Auflösung der Nullschicht letztere ihre Höhe verändern müßte, wenn die im vorigen Abschnitt gefundenen Ergebnisse allgemein gültig sind. D. h. die tiefe Nullschicht müßte sich anheben, die hohe Nullschicht müßte absinken und die damit verbundene Umkehr der Vertikalbewegung würde nun die zur Aufrechterhaltung eines Maximums notwendige Temperaturverteilung zerstören.

## 6. Absolute Maxima des Horizontalwindes in der Nullschicht

Da die Stärke des Horizontalwindes in Höhe der Nullschicht zumindest im Mittel ein Maß für den ageostrophischen Massenfluß und damit für die Vertikalbewegung darstellt (10), wurde dieses Problem bei dieser Untersuchung kurz gestreift. Zu diesem Zweck wurden in einem Teil der Nullschichtkarten Isotachen eingezeichnet. Es traten geschlossene Gebiete mit stärksten und relativ schwächsten Winden auf. Ein strenger Zusammenhang zwischen der Höhe der Nullschicht und dem absoluten Extrem des Windes in dieser Höhe konnte nicht festgestellt werden. Häufig scheinen die absoluten Maxima des Windes zwischen den Gebieten hoher und tiefer Nullschicht aufzutreten. Dies kann damit erklärt werden, daß im Mittel hohe Nullschicht und Hochdruckgebiet bzw. tiefe Nullschicht und Tiefdruckgebiet zusammenfallen; da nun in der freien Atmosphäre die stärksten Winde zwischen den Druckgebilden auftreten, muß dies auch häufig zwischen den Gebieten hoher und tiefer Nullschicht der Fall sein.

Ein Zusammenhang zwischen der Stärke des Windes in der Nullschicht und dem Wettergeschehen bzw. der Vertikalbewegung konnte in der zur Verfügung stehenden Zeit nicht untersucht werden.

## Literatur

- (1) Faust, H.: Die Nullschicht, der Sitz des troposphärischen Windmaximums. Meteor. Rdsch. 6, 6 (1953)
- (2) Hollmann, G.: Zur Frage des Nullschichteffekts und der Strahlströme. Meteor. Rdsch. 7, 166 (1954)

- (3) Attmannspacher, W.: Extreme der horizontalen Windgeschwindigkeit und Vertikalwinde. Meteor. Rdsch. 12, 112 (1959)
- (4) Hollmann, G.: Über die Nullschichteigenschaft von Flächen extremer Windstärke. Meteor. Rdsch. 12, 170 (1959)
- (5) Margules, M.: Über Temperaturschichtung in stationär bewegter und in ruhender Luft. Meteor. Z. Hann-Bd., 247 (1906)
- (6) Soós, E.: Windmaxima mit und ohne Nullschichtcharakter. Meteor. Rdsch. 12, 118 (1959)
- (7) Buschner, W.: Untersuchungen über Verteilung, Aufbau und Dynamik zweier winterlicher Kaltlufttropfen. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 23 (1951)
- (8) Faust, H.: Final Rep. „Cellstructure of the Atmosphere“, Chapt. VI, Contr. Nr. DA/91/508/EUC/387
- (9) Schneider-Carius, K.: Die Grundschicht der Troposphäre. Leipzig 1953
- (10) Faust, H.: Winde in der Nullschicht und das Problem der Strahlströme. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. A 8, 45 (1955)

## Mehrfachbildung der Tropopause und Windfeld im äquatorialen Pazifik

von

Hermann Flohn

(mit 3 Abbildungen und 5 Tabellen im Text)

### Zusammenfassung

Über dem äquatorialen Pazifik können in 65—90% aller Aufstiege multiple Tropopausen (oder äquivalente Diskontinuitäten) in der Schicht 60—140 mb beobachtet werden. Die wichtigsten Tropopausen — die häufig mehrere Tage lang zu verfolgen sind — häufen sich nahe 100 mb und nahe 80 mb an, mit Temperaturen um  $-81^{\circ}$  bzw.  $-76^{\circ}$  C. Die Arbeitshypothese einer Beziehung zwischen dieser Aufspaltung und dem Auftreten der sogenannten Berson-Westwinde oberhalb der Tropopause konnte nicht bestätigt werden; letztere unterliegen großen zeitlichen Schwankungen. Als Folgerung aus dem weitverbreiteten Auftreten „blättriger“ Tropopausen (Palmén 1931) muß der Gebrauch des allgemeineren Begriffs der „Tropopausenschicht“ empfohlen werden.

### Abstract

In 65—90% of all cases multiple tropopauses (or equivalent discontinuities) can be observed over the equatorial Pacific in the layer between 60 and 140 mbs. The most prominent tropopauses, which frequently persist over periods of several days, are concentrated near 100 mbs and near 80 mbs with temperatures at about  $-81^{\circ}$  and  $-76^{\circ}$  C, respectively. The working hypothesis of a connection between this splitting and the occurrence of Berson westerlies could not be verified; the latter are subject to large variations with respect to time. As a consequence of the widespread occurrence of foliated tropopauses (Palmén 1931), the use of the more general term "tropopause layer" is recommended.

Untersuchungen über das Auftreten der von Palmer (1) beschriebenen „Berson-Westwinde“ über den Marshall-Inseln im äquatorialen Pazifik und ihre Zusammenhänge mit dem Temperaturfeld führten zu dem unerwarteten Resultat einer Mehrfachbildung der Tropopause in Äquatornähe. In dieser vorläufigen Mitteilung sollen lediglich die Beobachtungsergebnisse unter statistisch-klimatologischen Gesichtspunkten diskutiert werden; auf ihre Bedeutung im Rahmen der gesamten atmosphärischen Zirkulation, insbesondere der Tropopausenzirkulation (2) und des Massenaustauschs zwischen Troposphäre und Stratosphäre (3) muß in größerem Zusammenhang an anderer Stelle eingegangen werden.

Neuere Arbeiten (3, 4) wie auch die geographische Verteilung des Ausfalls langlebiger radioaktiver Partikel (vgl. (3)) sprechen dafür, daß dieser Austausch in erster Linie als isentroper Massentransport im Bereich der Tropopausen-Diskontinuitäten vor sich geht. Andererseits erscheint es priori nicht wahrscheinlich, daß im Bereich der stärksten Inversion oberhalb der tropischen Tropopause — wo die Temperatur bis 25 km Höhe um 20—30° zunimmt — gemäß den älteren Vorstellungen im Mittel eine aufwärts gerichtete Komponente vorherrscht.

Im Rahmen dieser Fragestellung erscheint es nützlich, einmal die Struktur der Tropopause in äquatorialen Breiten näher zu untersuchen. Hierfür wurde das umfangreiche Aufstiegsmaterial ausgewählt, das im Bereich der Marshall-Inseln in der Versuchsperiode 15. 4. — 23. 7. 56 durch die US-Navy gewonnen und veröffentlicht worden war (5). Diese Untersuchungen wurden gleichzeitig auch auf das Windfeld ausgedehnt, insbesondere auf das Auftreten der von Lettau in ihrem Mechanismus (6) diskutierten Berson-Westwinde.

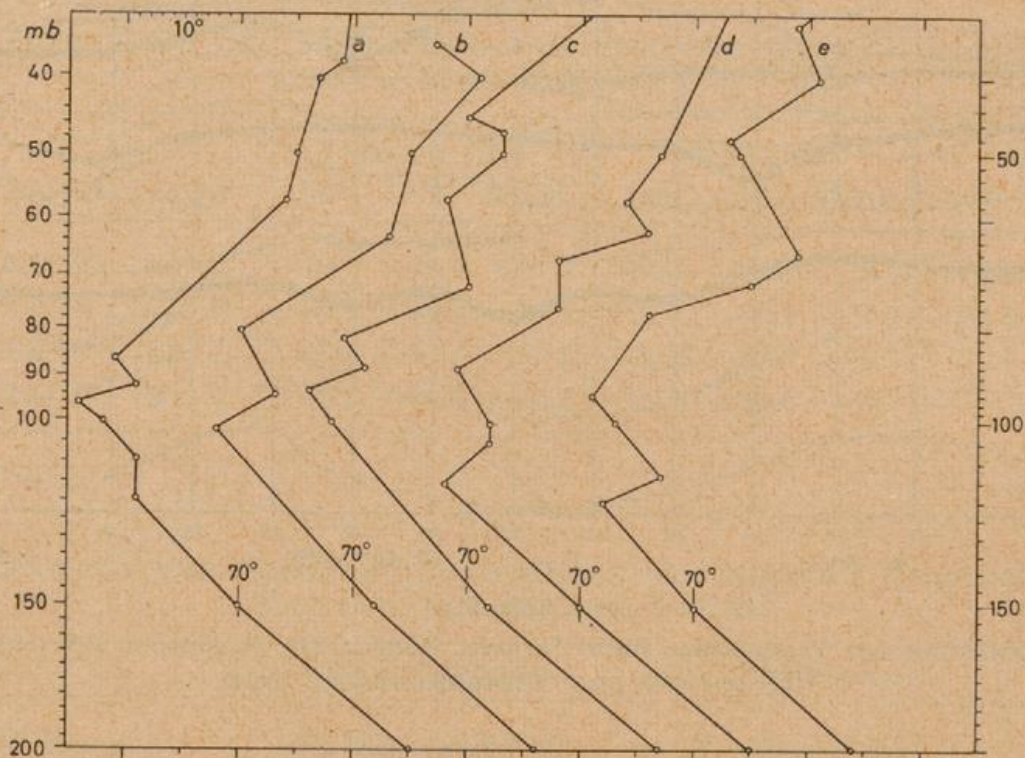


Abb. 1

Typische Aufstiege über Kapingamarangi (1.0° N, 154.8° E, 1956); a = 20. IV. 14 Uhr, b = 23. IV. 03 Uhr, c = 27. IV. 08 Uhr, d = 5. VII. 15 Uhr, e = 15. VII. 03 Uhr.  
Die senkrechten Striche nahe 150 mb bedeuten -70° C.

An äquatorialen Stationen südlich der Marshall-Inseln (Kapingamarangi 1.0° N, 154.8° E, sowie Tarawa, 1.3° N, 172.9° E) ergaben sich in der Periode April — Juli 1956 häufig — in 75—90% aller Aufstiege — mehrere Inversionen in dem kritischen Bereich zwischen 60 und 130 mb (15—20 km) (Abb. 1). Ein Beispiel hierfür zeigen die Temperatur-Isoplethen ((3), Abb. 5) mit Aufstiegen meist in 3-stündigem Abstand. Hier treten im Höhenintervall 80—105 mb ständig 2 Tropopausen auf, sofern die Auswertung zuverlässig und vergleichbar durchgeführt wurde; die Tropopausentemperaturen schwankten zwischen -80° und -85° (nur ganze ° C angegeben). In der Stratosphäre traten mehrfach weitere Inversionen oder markante Isothermien auf, die z. T. ebenfalls über längere Zeit verfolgbar waren, vor allem eine scharfe Inversion in 35—50 mb (20—22 km), mit Temperaturen zwischen -62° und -69°. Abb. 2 gibt Iso-

plethen der potentiellen Temperatur für einen ähnlichen Fall. Diese Zeitschnitte zeigen die häufige Auflösung und Neubildung der Temperatur-Diskontinuitäten, ähnlich wie im Bereich der Tropopausenregion mittlerer Breiten. Nach diesen Befunden erscheint es — ebenso wie in mittleren Breiten (4) — nicht erlaubt, nach irgendwelchen konventionellen Kriterien eine dieser Inversionen oder Isothermen nun als Tropopause zu definieren und alle übrigen zu übersehen.

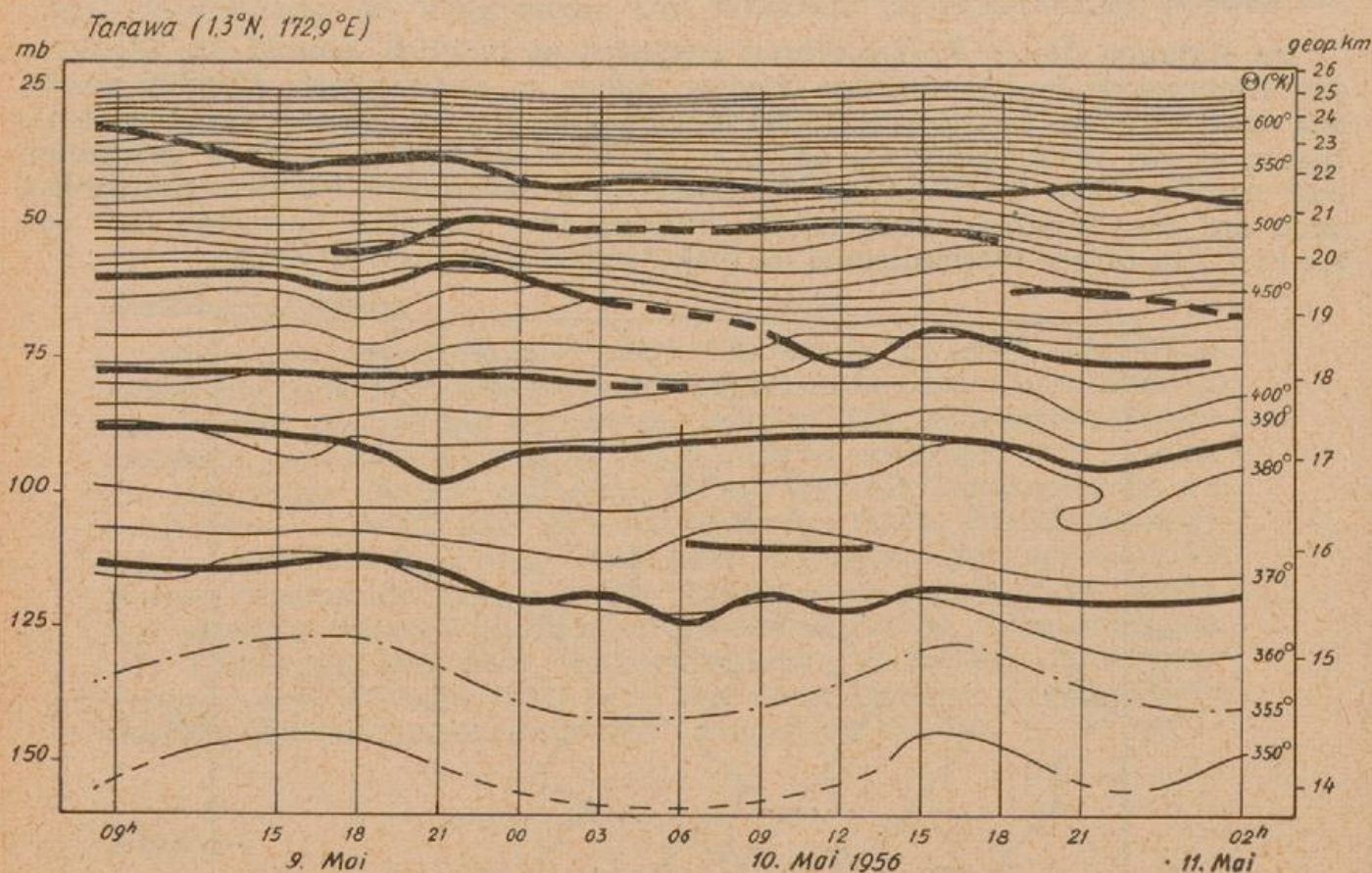


Abb. 2

Mehrfachbildung der Tropopause über Tarawa, Zeitschnitt, Isoplethen der potentiellen Temperatur und Diskontinuitäten (fett)

Von 390 genügend hochreichenden Aufstiegen von Kapingamarangi gehörten nur 70 (18%) dem Typ der einfachen Tropopause an, während 320 (82%) entweder zwei, drei oder gar 4—5 Inversionen in der Schicht 50—150 mb aufwiesen. Vielfach treten Tropopausen mit Isothermien gekoppelt auf, die — wegen der Wiedergabe nur in ganzen °C — offenbar weitere Inversionen andeuten sollen. Da eine allgemein gültige Unterscheidung der Tropopause von anderen — frontalen oder stratosphärischen — Diskontinuitäten nicht möglich ist, erscheint es zweckmäßig, in einem genau festgelegten Höhenintervall (hier 60—140 mb) alle Diskontinuitäten zu erfassen. Engt man das Intervall noch stärker auf 75—110 mb ein, dann beträgt über Kapingamarangi die Häufigkeit mehrerer Tropopausen immer noch 42%.

Bezogen auf das Intervall 60—140 mb, nimmt die relative Häufigkeit mehrfacher Diskontinuitäten in der Tropopausenzone mit der Breite ab. Sie beträgt in 1° N-Breite 82—91%, über Majuro (7° N) 75%, über Rongerik (11° N) 65% und über Wake (19° N) noch 52%, jeweils aus 330—450 Aufstiegen der oben erwähnten Periode ermittelt. Dabei sinken die Höhen besonders der unteren Tropopause nach N ab. Über Wake treten nicht selten tropopausenartige Diskontinuitäten im Intervall 140—160 mb (rund 14 km) auf, gelegentlich im Juli

sogar auf 200 mb absinkend. Ob es sich hierbei um Ausläufer der polaren Tropopause handelt — die in 0—7° Breite nicht mehr beobachtet wurden —, bleibt offen; offenbar handelt es sich um eine — auch an anderen Stationen der Randtropen zu beobachtende — sekundäre Tropopause im Sinne von Graves (7) und Riehl ((8), S. 215). In einer auf die Subtropen und höhere Breiten beschränkten Untersuchung hat F. Defant gleichfalls 2 Maxima der tropischen Tropopause bei 85 und 100 mb festgestellt (9). Die Mitteltemperaturen von Korshover (10) für das Frühjahr 1954 liefern im Bereich der Marshall-Inseln in jedem Monat nahezu identische Werte für 100, 90 und 80 mb (Tabelle 1), und somit deutliche Indizien für zeitliche Schwankungen oder Mehrfachbildungen der Tropopause. Eindrucksvolle Beispiele für mehrfache Tropopausen hat auch schon Vuorela (11) von einer finnischen Radiosonden-Expedition (1939) im Atlantik gezeigt; besonders typisch sind seine Aufstiege Nr. 29, 34, 38, 41 sowie auf der Rückreise Nr. 78, 80, 84.

Tab. 1

Mittelwerte der Temperatur (°C) über den Marshall-Inseln  
(nach J. Korshover (10)).

Station	Breite	Länge	Februar 1954			März 1954			April 1954		
			100	90	80mb	100	90	80mb	100	90	80mb
Kusaie	5.4° N	163° E	-79.3	-79.6	-77.2	-80.3	-82.4	-78.2	-78.7	-79.1	-76.7
Majuro	7.1° N	171° E	-80.1	-80.4	-79.8	-81.3	-82.3	-79.3	-80.6	-80.7	-79.5
Eniwetok	11.3° N	162° E	-81.8	-81.6	-80.5	-81.8	-82.3	-80.5	-78.7	-79.1	-78.1
Wake	19.3° N	166° E	-79.8	-80.5	-80.3	-79.5	-80.4	-79.7	-75.7	-76.7	-76.0

Tab. 2

Mittelwerte von Druck und Temperatur bei doppelter Tropopause  
über dem äquatorialen Pazifik

Station	untere Tropopause		obere Tropopause		
Tarawa (1° N)	105 mb	-80.7° C	78 mb	-78.5° C	} April — Mai 1956
Kapingamarangi	104	-81.8	76	-78.0	
Rongerik (11° N)	107	?	82	?	
Wake (19° N)	119	-73.8	87	-74.0	
Tarawa	111 mb	-79.3° C	75 mb	-74.5° C	} Juni — Juli 1956
Kapingamarangi	111	-80.2	77	-75.2	
Rongerik	114	?	82	?	
Wake	126	-73.7	92	-72.0	

Beschränkt man sich auf die Fälle mit zwei Diskontinuitäten im Intervall 60—140 mb, dann ergeben sich folgende Mittelwerte (Tabelle 2). Unmittelbar am Äquator liegt der wärmste Punkt zwischen beiden Tropopausen im Mittel nahe 90 mb, wobei die Temperatur gegenüber der unteren Tropopause um 5—8° ansteigt (Kapingamarangi 205 Aufstiege: 75 mb -75.9°, 89 mb -73.0°, 108 mb -80.8°).

In Parallele zu der verbreitet in den Tropen (außer Indien) zu beobachtenden Erwärmung der Tropopause vom Januar zum Juli finden wir ein Absinken der Tropopause vom April zum Juli mit Erwärmung; über Wake jedoch bei der unteren Tropopause nur Absinken ohne Erwärmung. Über den beiden äquatorialen Stationen ist die Temperatur mit dem Druck an der unteren Tropopause eindeutig positiv korreliert, an der oberen dagegen negativ, entsprechend dem vorherrschenden vertikalen Temperaturgradienten (Tab. 3).

Die zeitlichen Änderungen am festen Ort ergeben sich deutlich aus der Streuung der Temperatur. Sie beträgt über Kapingamarangi am Boden zu etwas über  $3^{\circ}\text{C}$  (einschließlich des täglichen Ganges), in den Schichten 850... 200 mb ungewöhnlich niedrig zu nur  $0.7 - 1.3^{\circ}\text{C}$ . Eine Statistik für die Tropopause-region über Tarawa liefert deutlich wieder höhere Werte (Tabelle 4). Während die geringe thermische Variabilität der Troposphäre eine Folge des geringen horizontalen Gradienten und der starken vertikalen Durchmischung ist, haben wir es in der Tropopause-region und in der Stratosphäre, d. h. bei stabiler Schichtung und geringem Vertikalaustausch, offenbar mit häufigen Störungen zu tun, die sich in Höhengschwankungen, Neubildung und Auflösung der thermischen Diskontinuitäten äußern.

Tab. 3

Häufigkeit von Temperatur und Druck bei doppelter Tropopause über Tarawa (April-Juli 1956, 405 Aufstiege)

Temperatur	untere Tropopause					obere Tropopause				
	>120	110-119	100-109	90-99	<90 mb	90-99	80-89	70-79	60-69	50-59 mb
unter $-85^{\circ}$	.	.	.	2	2	.	1	.	.	.
$-81^{\circ}$ bis $-84^{\circ}$	.	6	50	77	.	27	58	4	.	.
$-77^{\circ}$ bis $-80^{\circ}$	18	92	73	40	.	17	50	44	5	.
$-73^{\circ}$ bis $-76^{\circ}$	33	11	.	.	.	2	19	34	40	5
$-69^{\circ}$ bis $-72^{\circ}$	.	1	.	.	.	.	1	9	43	23
$-65^{\circ}$ bis $-68^{\circ}$	.	.	.	.	.	.	.	2	8	13

Tab. 4

Mittelwerte (überstrichen) und Streuung ( $\sigma$ ) der Temperatur ( $t$  in  $^{\circ}\text{C}$ ) und des Geopotentials über Tarawa ( $z$  in geopot. dkm)

	April — Mai				Juni — Juli			
	$\bar{z}$	$\sigma_z$	$\bar{t}$	$\sigma_t$	$\bar{z}$	$\sigma_z$	$\bar{t}$	$\sigma_t$
50 mb	2061	4.9	$-64.6$	2.5	2064	4.1	$-63.8$	2.0
100 mb	1654	4.0	$-79.8$	2.2	1651	3.3	$-77.6$	2.4
150 mb	1419	3.4	$-68.2$	1.2	1416	2.9	$-69.0$	0.9

Beim Wind liegen die Dinge ähnlich: im Gegensatz zur Troposphäre kommt es im Bereich der Tropopause und darüber zu auffallenden vertikalen Windscherungen, wobei die Sprungschichten mit denen der Temperatur häufig zusammenfallen. Schichten einheitlicher, meist zonal gerichteter Strömung können sich in der Stratosphäre wochen- und monatelang halten, nur mit Schwankungen der Ober- und Untergrenzen; besonders auffällig ist dabei das Zurück-

treten eines jährlichen Ganges und die großen unperiodischen Änderungen von Jahr zu Jahr (12, 13). Eine Untersuchung über die Höhenwindverteilung im Intervall 15—23 km über Tarawa in Abhängigkeit von den Tropopausentypen zeigte nur unwesentliche Unterschiede (Tabelle 5). Im April und Mai herrschen in 15—18 km Höhe — d. h. gerade im Bereich der multiplen Tropopausen — relativ kräftige und beständige Westwinde bei allen Tropopausentypen vor, die schon in 21—22 km Höhe rasch in die Krakatau-Ostströmung übergehen. Im Juni — Juli sind die von der oberen Troposphäre in die Tropopausenregion (bis 18 km) hineinreichenden Westwinde — wohl von der südlichen Hemisphäre her — bei einfacher Tropopause etwas schwächer und unbeständiger als bei mehrfacher Tropopause; ob es sich um ein Äquivalent der in diesem Zeitabschnitt sonst kaum vertretenen Berson-Westwinde handelt, läßt sich nicht entscheiden. Die Drehung auf Ost und die stark vertikale Zunahme der Krakatau-Ostwinde ist praktisch unabhängig vom Tropopausentyp.

Tab. 5

Resultierende Winde ( $\alpha$  = Richtung in  $^{\circ}$ ,  $v$  = vekt. Geschwindigkeit in Knoten) und Beständigkeit  $Q$  ( $\%$ ) über Tarawa 1956 bei einer einfachen (A), doppelten (B) und mehrfachen (C) Tropopause; Zahl der Fälle in Klammern.

Höhe		A (16)			B (79)			C (129)		
10 <sup>3</sup> Fuß km		$\alpha$	$v$	Q	$\alpha$	$v$	Q	$\alpha$	$v$	Q
50	15.2	279 $^{\circ}$	30	87 $\%$	264 $^{\circ}$	25	87 $\%$	264 $^{\circ}$	27	91 $\%$
55	16.8	274	25	84	267	27	91	271	27	92
60	18.3	271	26	78	275	28	93	272	31	97
65	19.8	273	20	86	272	16	82	274	21	91
		A (25)			B (82)			C (109)		
50	15.2	283	6	40	264	6	33	250	10	61
55	16.8	270	5	41	263	10	69	266	10	70
60	18.3	260	5	53	267	10	73	272	9	68
65	19.8	110	4	29	84	5	37	88	5	39
70	21.3	92	31	98	93	35	99	90	35	96
75	22.9	90	46	100	91	50	100	90	48	96

April \*)  
— Mai

Juni  
— Juli

\*) 75000 Fuß (A+B+C): 90 $^{\circ}$ , 30 kn, 94 $\%$

Besonders auffällig ist die überaus geringe Streuung der Winde innerhalb der großen Windsysteme, deren Ober- und Untergrenzen über einer Station monatelang stationär bleiben können: ein Beispiel zeigt Abb. 3. Diese Windgrenzen sind meist mit einer Temperatur-Diskontinuität gekoppelt, so etwa die Untergrenze der Krakatau-Ostwinde — hier nahe 50 mb  $\sim$  21 km — mit einer weiteren Zunahme der vertikalen Stabilität (vgl. Abb. 2).

Der Bildungsmechanismus einer multiplen äquatorialen Tropopause ist noch unbekannt. Soweit die Tropopause mit einer Schicht maximaler oder minimaler Windgeschwindigkeit zusammenfällt, also mit einer Nullschicht erster oder zweiter Art (14), könnte man an ähnliche Vorgänge denken, die die Entstehung einer Tropopausen-Diskontinuität im Bereich der subtropischen oder polaren Strahlströme fördern (15, 16).

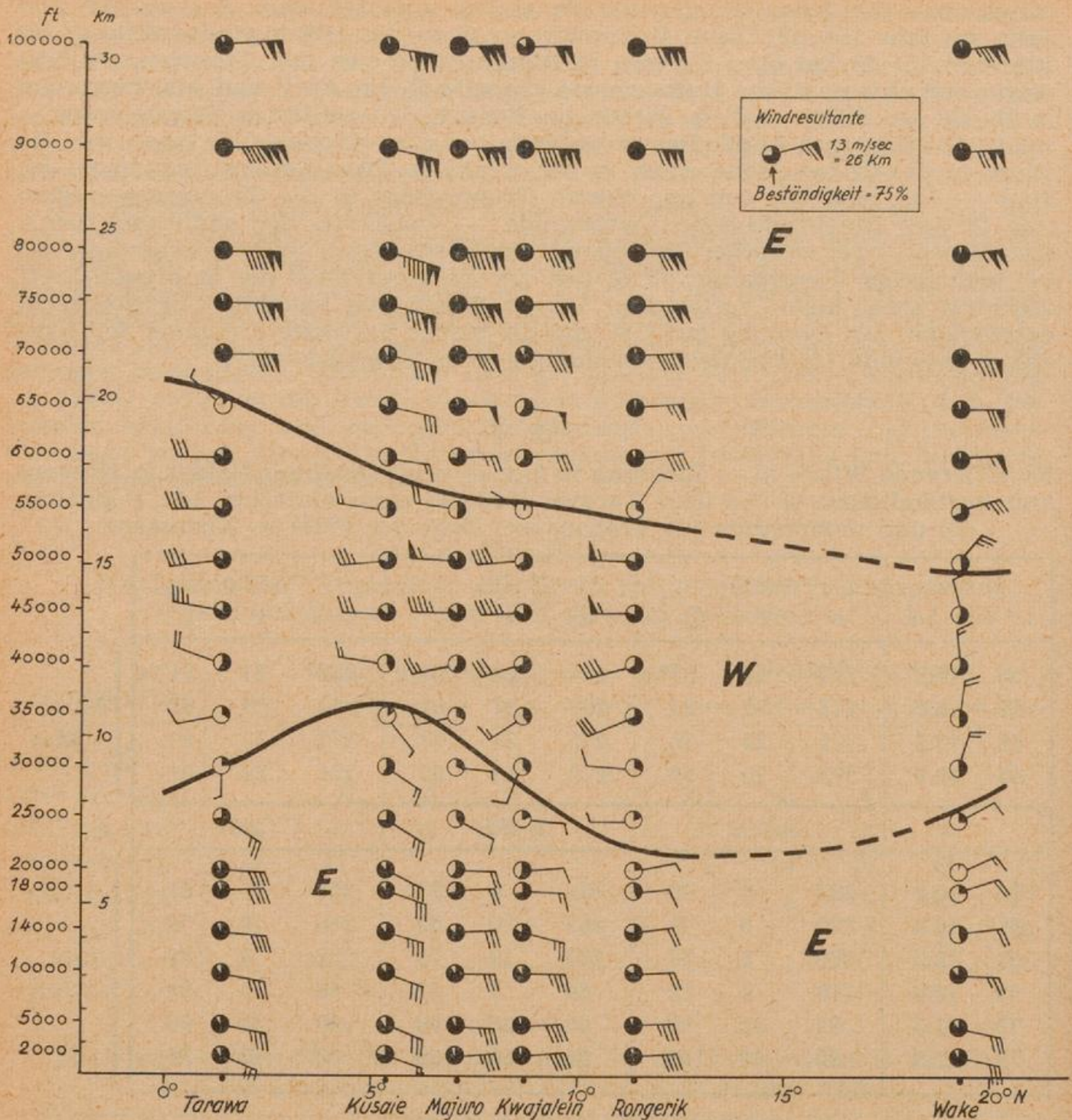


Abb. 3  
 Resultierende Winde im Bereich der Marshall-Inseln ( $\sim 168^\circ$  E), Juni 1956

Es erscheint kaum möglich, aus der Tatsache einer in Äquatornähe häufig auftretenden Mehrfachbildung der Tropopause auf einen intensiven Massenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre zu schließen, wie das für mittlere und höhere Breiten gilt. Die Existenz eines ausgeprägten breiten Minimums im Ausfall langlebiger radioaktiver Partikel aus der Stratosphäre in äquatorialen Breiten (3) spricht dafür, daß der tatsächliche Massenaustausch im Bereich der Äquatorialregion wesentlich kleiner sein muß, als der in mittleren und höheren Breiten. Inwieweit die frühere Auffassung einer mittleren Tropopausenzirkulation (2) — trotz der extrem hohen Stabilität der äquatorialen Stratosphäre in 17 — 30 km Höhe — aufrechterhalten werden kann, wird die Zukunft lehren. Weitere Untersuchungen über die synoptischen Zusammen-

hänge der multiplen Tropopause in Äquatornähe und ihre physikalische Erklärung sind unbedingt erforderlich.

Nachdem nunmehr durch neue Untersuchungen eine blättrige Struktur der Tropopause sowohl im Bereich der Strahlströme (9, 16) wie im Bereich stationärer warmer Antizyklonen und der Subtropenzone (Albert (17)) und sogar in der Äquatorialregion nachgewiesen worden sind, scheint das Modell der „blättrigen Tropopause“ von Palmén 1931 (18) das realistischste zu sein und zugleich auch die weiteste Verbreitung zu besitzen. Damit hat aber jede objektive Definition einer „konventionellen Tropopause“ (19) nur in eingeschränktem Sinne (Makrosynoptik) eine Bedeutung, und die scheinbar so einfache Unterscheidung zwischen Troposphäre und Stratosphäre wird zu einem Problem, das kaum befriedigend zu lösen ist. Vom Standpunkt der synoptischen Praxis aus — wo die Phänomene der Mesostruktur wegen der Weitmächtigkeit des Beobachtungsnetzes und der kurzen Zeit, die zur Bearbeitung zur Verfügung steht, notwendig weitgehend unterdrückt werden — erscheint der schon 1942 (20) gemachte Vorschlag am zweckmäßigsten, eine „Tropopausenschicht“ zu definieren, als Übergangsschicht zwischen Troposphäre und Stratosphäre, die durch eine Vielzahl „laminarer Schichten“ (16) charakterisiert wird.

### Literatur

- (1) Palmer, C. E.: *Weather* **9**, 341 (1954)
- (2) Raethjen, P.: *Dynamik der Zyklonen*. Leipzig 1953, S. 90
- (3) Flohn, H.: *Geofis. pura e appl.* **44**, 271 (1959)
- (4) Danielsen, E. F.: Vortrag 7. 10. 59; erscheint in *Beitr. Phys. Atm.*
- (5) US Navy, Joint Task Force Seven, *Meteorological Report on Operation Redwing*, Vol 1—12 (1956)
- (6) Lettau, H.: *Beitr. Phys. Atm.* **29**, 107 (1956)
- (7) Graves, M. A.: *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **32**, 54 (1951)
- (8) Riehl, H.: *Tropical Meteorology*. New York 1954
- (9) Defant, F. and Taba, H.: *Tellus* **10**, 430 (1958)  
Defant, F.: *Geophysica* **6**, 189 (1958)
- (10) Korshover, J.: *Dep. Geophys., Univ. California, Sci. Rep. No. 14, Contr. AF 19 (604)-546* (1955)
- (11) Vuorela, L. A.: *Ann. Acad. Sci. Fenn. A* **79** (1950)
- (12) Palmer, C. E., Wise, C. W., Stempson, L. J. and Duncan, G. H.: *Air Force Surveys in Geophysics No 76* (1955)
- (13) vgl. *Meteor. Mag.* **88**, 117 (1959)
- (14) Attmannspacher, W.: *Meteor. Rdsch.* **12**, 112 (1959), *Mitt. Dt. Wetterd.* Nr. 20, 28 (1960)
- (15) Staley, D. O.: *Beitr. Phys. Atm.* **29**, 290 (1957)
- (16) Danielsen, E. F.: *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. A* **11**, 293 (1959)
- (17) Albert, E. G.: *Dep. Meteor. Oceanogr. New York Univ. Sci. Rep. No 6, Contr. AF 19 (604)—1755* (July 1959)
- (18) Palmén, E.: *Beitr. Phys. fr. Atm.* **17**, 102 (1931)
- (19) *World Meteor. Organiz.: Recommendation 7 (CAe-II, 1957), sowie Resolution 21 (EC-IX)*
- (20) Flohn, H. u. Penndorf, R.: *Meteor. Z.* **59**, 1 (1942); *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **31**, 71, 126 (1950)

