

Werk

Jahr: 1928

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:4

Werk Id: PPN101433392X_0004

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X_0004 | LOG_0073

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

mehrfach Stundenmittel der Windgeschwindigkeit von 25 m/sec gemessen. Die Richtungsabweichung des Windes vom Küstenverlauf betrug hier nur etwa 15 bis 20°.

Wie ein nochmaliger Blick auf Tabelle 2 zeigt, werden während solcher Perioden ungeheure Luftmassen südwärts verfrachtet. Als mittlerer Lufttransport in der Höhenschicht 5 bis 15 km ergibt sich der Wert von 7.8 kg je Quadratmeter und Sekunde für die Periode vom 25. bis 28. Juni, 10.1 kg je Quadratmeter und Sekunde für 17. bis 21. Juli 1927. Das Mittel der Luftversetzung dieser Schicht ergibt sich aus 20 Aufstiegen während dieser Polarluftausflüsse zu 9,3 kg/qm/sec. Mit dem Wert 7.0 kg/qm/sec läßt sich der Massentransport längs der Dänemarkstraße (300 km Breite angenommen) zu $2 \cdot 10^{12}$ t im Tag abschätzen. Besonders bemerkenswert ist für die Mechanik dieser Umsetzungen, daß das Maximum der Windversetzung in 10 bis 15 km Höhe liegt. In dieser Höhe muß daher der Luftdruckgradient seinen größten Wert haben. Es kann nicht zweifelhaft sein, daß die weitere Erforschung dieser Verhältnisse auch Aufschlüsse über die aus der Bodenwetterkarte schon längst bekannte Neubildung oder Verstärkung der nordatlantischen Depressionen geben kann.

Referat über die Polarfront- und Äquatorialfronttheorien.

Von G. Stüve. — (Mit sieben Abbildungen.)

Nach der ursprünglichen Theorie von Bjerknes existieren in einer jeden gut entwickelten Zyklone zwei Konvergenzlinien (Fig. 1), die ein Gebiet warmer Luft einschließen. Dieses Gebiet heißt der warme Sektor. Die Konvergenz östlich des warmen Sektors, von Bjerknes als Kurslinie bezeichnet, trägt heute den Namen Warmfront. An ihr beginnen die warmen Luftmassen aus dem warmen Sektor über die östlich und nördlich liegenden kalten aufzusteigen, wodurch in dem Gebiet der kalten Luft entlang der Warmfront eine Niederschlagszone mit nicht sehr heftigen, aber anhaltenden Niederschlägen entsteht. Nachdem die kalte Luft das Zentrum der Zyklone umkreist hat, dringt sie von Westen her gegen den warmen Sektor vor und hebt hier die warme Luft. Die Vertikalbewegungen sind kräftig, aber unregelmäßig und es entstehen die Niederschlagsschauer. Die hier auftretende Konvergenzlinie, von Bjerknes als Böenlinie bezeichnet, heißt heute Kaltfront. Das ganze Bewegungsfeld, wie es hier beschrieben ist, ist in Fig. 1 deutlich sichtbar, so daß sich ein weiteres Eingehen hierauf erübrigt.

Aus diesem Bewegungsmechanismus ergibt sich nun sofort die ganze Entwicklung einer Zyklone: An einer Trennungslinie zwischen kalter und warmer Luft, die im wesentlichen westöstlich gerichtet ist, bildet sich zunächst eine schwache Ausbuchtung, die die erste Anlage des warmen Sektors darstellt,

indem in dieser Ausbuchtung die warme Luft immer weiter nördlich dringt. Dabei entsteht dann die Bewegung wie oben beschrieben. Da nun nördlich der warmen Front die Hauptbewegungsrichtung der kalten Luft parallel mit der warmen Front verläuft, bewegt sich diese nur langsam. An der Kaltfront dagegen stößt die kalte Luft mehr oder weniger senkrecht zur Front gegen die

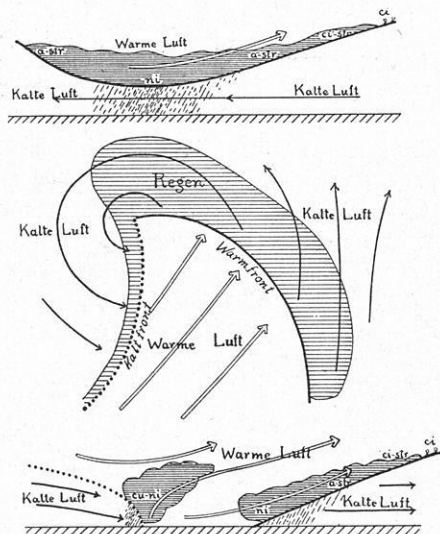


Fig. 1.

warme vor, so daß diese größere Bewegungsgeschwindigkeit besitzt. Es muß also der warme Sektor immer schmaler werden, wobei er sich nach Norden ausdehnt. Nach einer gewissen Zeit hat die Kaltfront die Warmfront erreicht und die warme Luft ist gänzlich vom Boden abgehoben. Es ist eine Okklusion entstanden. Damit beginnt das Absterben der Zyklone, denn nach Bjerknes ist die Energie, die einer Zyklone zur Verfügung steht, abhängig vom warmen Sektor. In Fig. 2 sind vier Entwicklungsstadien einer Zyklone (I, II, III, IV) dargestellt.

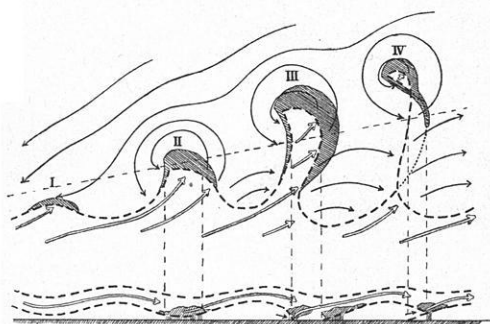


Fig. 2.

Die Kaltfront und Warmfront stellen zusammen die Polarfront dar, die, wie in Fig. 2 ersichtlich, eine Anzahl von Zyklonen enthält. Dabei ist die Zyklone IV im Zustande des Absterbens. Sie wird also allmählich ganz verschwinden und es wird zunächst die Zyklone III in diesen Zustand geraten. Die weitere Entwicklung ergibt sich also, wenn man sich vorstellt, wie die Zyklonen allmählich an der Polarfront ostwärts wandern und

die Form der nächst höheren Nummer annehmen. Im Westen entstehen immer neue Ausbuchtungen, die sich in der beschriebenen Weise entwickeln. Da nun hinter jeder Zyklone die kalte Luft immer weiter südlich vordringt, muß jede neue auch weiter südlich entstehen, bis schließlich ein Durchbruch der kalten Luft bis ins Passatgebiet die weitere Zyklonenentwicklung beendet. An der Westseite dieses großen Kältedurchbruchs beginnt dann weit im Norden wieder

eine neue Serie von Zyklonen sich zu entwickeln. Eine solche Serie nennt Bjerknes eine Zyklonenfamilie. In den Gebieten des Kältevorstoßes nach Süden liegen Antizyklonen, und zwar zwischen den einzelnen Zyklonen die kleinen rasch wandernden und in dem großen Kältevorstoß nach Abschluß einer Familie die großen stationären Antizyklonen.

Gegen diese Theorie sind nun in der Hauptsache zwei Einwendungen gemacht worden. Erstens fehlt die in den Hochdruckgebieten beobachtete Abwärtsbewegung der Luft und zweitens lassen sich die beobachteten Druckänderungen nicht in genügendem Maße erklären. Das letztere ist geschehen von v. Ficker und Schmauss. Der erstere hat gezeigt, daß zweierlei Arten von Druckwellen die Entwicklung der Hoch- und Tiefdruckgebiete beeinflussen, die er als obere und untere Druckwellen bezeichnet. Die oberen Druckwellen finden an der Stratosphärengrenze statt und haben eine andere Bewegung als die unteren Druckwellen, die man mit der Bewegung der Polarfront in Beziehung setzen kann. Von einem anderen Gesichtspunkt ausgehend, hat Schmauss den Begriff der Äquatorialfront eingeführt, die ebenfalls Druckveränderungen erklären kann, welche aus der Betrachtung der Polarfront allein nicht abgeleitet werden können. Der Sinn dieser Anschauung ist aus Fig. 3 zu ersehen. Sie stellt einen Schnitt durch die Atmosphäre vom Äquator bis zum Pol AP dar. Die Scharen paralleler Linien geben schematisch Linien gleicher potentieller Temperatur. In der Troposphäre T nimmt die potentielle Temperatur nach Süden und mit der Höhe zu. Die Linien müssen also nach Norden ansteigen. In der eigentlichen Stratosphäre S können wir in erster Annäherung horizontal und vertikal Isothermie annehmen. Die Linien gleicher potentieller Temperatur müssen horizontal verlaufen und enger liegen als in der Troposphäre mit Temperaturabnahme. Zwischen Troposphäre und Stratosphäre existiert in niederen Breiten eine Zone mit Temperaturzunahme, ein Inversionsgebiet J . Die Inversion ist je größer, in desto niedrigere Breiten man sich begibt. Hier liegen die Linien gleicher potentieller Temperatur noch enger als in dem isothermen Gebiet. Sie müssen nach Norden abfallen, da hier die Temperatur nach Norden zunimmt. In höheren Breiten findet der Übergang zur Stratosphäre nicht durch eine Inversion statt, sondern der Normalgradient der Troposphäre geht allmählich in eine Isothermie über. Diese Zone ist in Fig. 3 mit U bezeichnet. Tritt in diesem hier beschriebenen System eine Bewegung nach Norden ein, so wird in dem Gebiet J , da warme Luft durch kältere ersetzt wird, ein Druckanstieg hervorgerufen. Es entsteht nach Schmauss durch einen Ausbruch des äquatorialen Systems ein Hochdruckgebiet. Diese Wirkung erfolgt aber nur, solange diese Bewegung aus Süden südlich des Punktes a vor sich geht, da in der Zone U eine solche Bewegung nicht diesen Effekt hat. a kann als Punkt der Äquatorialfront bezeichnet werden. Da die norwegischen Untersuchungen überwiegend in der Zone unter U stattfanden, ist erklärlich, weshalb Bjerknes durch die Ausbrüche der Äquatorialfront nicht in seinen Untersuchungen beeinflusst wurde.

Es soll noch bemerkt werden, daß die Inversion an der Stratosphären­grenze keine Gleitfläche in einem noch zu erörternden Sinne darstellt. Da, wie wir sehen werden, Gleitbewegungen nur parallel Flächen gleicher potentieller Temperatur vor sich gehen, sieht man aus Fig. 3, daß Luftmassen ohne weiteres aus der Troposphäre in die Stratosphäre und umgekehrt gelangen können. Es findet dabei nur Schrumpfen bzw. Strecken der Schichten statt. Durch die beschriebenen meridionalen Bewegungen der Luftmassen werden also Druck­änderungen hervorgerufen, die mit den von Ficker untersuchten oberen Druck­wellen identisch sind. Auf die Beziehung zwischen den oberen und den unteren Druckwellen wird noch eingegangen werden.

Daß in dem Bjerknesschen Schema nur Gleitbewegungen mit aufwärts gerichteter Komponente vorkommen, liegt wahrscheinlich daran, daß er von

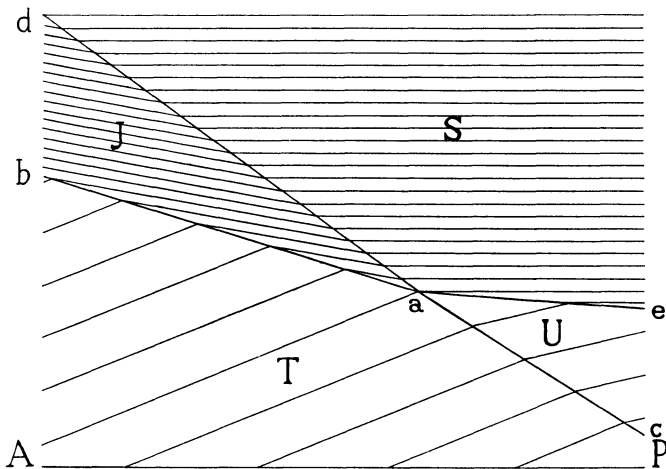


Fig. 3.

dem Gedanken ausgegangen ist, daß kalte Luft schwerer ist als warme und sich infolgedessen unter dieser ausbreiten muß, bis eine horizontale Gleichgewichts­lage der Trennungsfläche erreicht ist. Dabei ist aber die Erdrotation nicht berücksichtigt, die, sobald Bewegung eintritt, Corioliskräfte hervorruft, die bedingen, daß die Gleichgewichts­lage durch eine geneigte Fläche dargestellt wird. Sobald nun die wirklich vorhandene Neigung der Trennungsfläche von dieser Gleichgewichts­lage abweicht, müssen Beschleunigungen auftreten, die sowohl vertikale Ab- als auch Aufsteigbewegungen verursachen können. Sind die Bewegungen und Temperaturen der beiden Luftmassen bekannt, so kann man nach den Helmholtz-Margules­schen Gleichgewichtsbedingungen die Gleichgewichts­lage der Trennungsfläche berechnen: Sind auch noch die Beschleunigungen bekannt, so ergeben Formeln von Exner die Neigung der Fläche bei den auftretenden Beschleunigungen. Es hat sich nun nachweisen

lassen, daß bei bestimmten Vorzeichen der Differenz der beiden so berechneten Neigungswinkel auch die Beschleunigungen bestimmte Vorzeichen haben. Es hat sich herausgestellt, daß bei einer Fläche, deren Neigungswinkel größer ist als er im beschleunigungsfreien Falle sein würde, die warme Luft eine Beschleunigung aufwärts, die kalte dagegen eine abwärts erhält. Das Umgekehrte tritt ein bei Flächen, die gegenüber dem unbeschleunigten Falle zu flach verlaufen. Die Theorie verlangt also, daß sowohl Aufgleitflächen als auch Abgleitflächen existieren. Aerologische Untersuchungen an einzelnen Beispielen haben nun die Möglichkeit gegeben, daß Bjerknesses Zyklonenmodell so zu ergänzen, daß auch Abgleitflächen in demselben auftreten, und daß auch die Abwärtsbewegung in antizyklonaden Gebieten erklärt wird. Dabei hat sich herausgestellt, daß Abgleitbewegungen auch weit in die Zyklone hinein vorkommen können. Auf die Einzelheiten der so ergänzten Theorie soll hier nicht näher eingegangen werden. Wohl aber auf die Eigentümlichkeiten der Gleitflächen und ihre Bedeutung für die atmosphärischen Vorgänge. Wie schon angedeutet, können die Gleitbewegungen nur parallel den Flächen gleicher potentieller Temperatur vor sich gehen. Denkt man sich nämlich eine Inversion, die nicht parallel den Flächen gleicher potentieller Temperatur liegt, sondern steiler, so wird bei Gleitbewegungen mit vertikaler Komponente die Inversion ihren Betrag ändern, und es treten Zusatzbeschleunigungen auf, die den vorhandenen Vertikalbewegungen entgegengesetzt sind, wie man sich überzeugen kann, wenn man die Helmholtz-Marguleschen Gleichgewichtsbedingungen mit den von Exner gegebenen Bedingungen für beschleunigte Bewegungen vergleicht. Es wird also in diesem Falle die Vertikalkomponente der Gleitbewegung vernichtet. Ist andererseits die Inversionsfläche weniger geneigt als die Flächen gleicher potentieller Temperatur, so treten bei vertikalen Gleitbewegungen Beschleunigungen auf, die diese verstärken. Dabei muß entweder die Diskontinuität verschwinden, da die Inversion Null wird oder es muß ein vollkommener Umsturz der Luftmassen stattfinden, so daß auch in diesem Falle ein stetiger Ablauf der Vorgänge unmöglich ist. Es bleibt also nur der Grenzfall übrig, daß die Inversionen parallel den Flächen gleicher potentieller Temperatur verlaufen, wenn anhaltende Auf- oder Abgleitbewegungen stattfinden sollen, wie wir sie in der Natur beobachten. Diese Betrachtungen gelten für trockene Luft. Sobald Kondensation eintritt, ist statt der potentiellen die pseudopotentiale Temperatur zu setzen.

Bjerknes gibt bereits in seinem Zyklonenmodell an Hand der betrachteten Vertikalbewegung die Entstehung bestimmter Wolkenformen an. Abgesehen von den Ci-Str, die er fälschlich an eine Aufgleitfläche legt, erklärt er die Entstehung des A-Str, A-Ni und des Ni an der Aufgleitfläche, die der warmen Front am Boden entspricht und des Cu-Ni an der Aufgleitfläche, die der Kaltfront am Boden entspricht. Diese beiden verschiedenen Aufgleitflächen sind wegen des verschiedenen Charakters der Bewegung der warmen Luft als aktive und passive Aufgleitfläche unterschieden worden, ebenso wie

man eine aktive und passive Abgleitfläche unterscheidet, je nachdem, ob die warme Luft sich relativ zum Boden rascher oder langsamer bewegt als die kalte Luft. Da nun Aufgleiten nicht nur oberhalb einer Diskontinuität, sondern auch unterhalb einer solchen stattfinden kann, besteht auch die Möglichkeit der Wolkenbildung unterhalb derselben. Solche rein advektive Wolkenbildung, wie wir sie an den Aufgleitflächen beobachten, tritt unterhalb Abgleitflächen wohl nie ein, da hier konvektive Wolkenbildung überwiegt. Diese geschieht durch Austausch innerhalb der Schicht zwischen zwei Diskontinuitäten. Da eine Diskontinuität stets eine mehr oder weniger kräftige Sperrschicht für den Austausch darstellt, wird man letzteren nur in den Zwischenschichten finden. Ist eine solche Zwischenschicht z. B. 1000 m dick, so strebt die Feuchtigkeitsverteilung infolge des Austausches einem Zustande zu, bei den bei mittleren Temperaturen die relative Feuchtigkeit unterhalb der oberen Sperrschicht gerade doppelt so groß ist als oberhalb der unteren Sperrschicht. Es wird also durch den Austausch Feuchtigkeit nach oben geschafft, so daß bei genügend großer mittlerer Feuchtigkeit in einer Schicht zwischen zwei Inversionen sich leicht Wolken unterhalb der oberen der beiden bilden können. Ist diese auch noch eine Abgleitfläche, so wird advektiv die Wolkenbildung begünstigt. So kann die Bildung des Str-Cu und A-Cu erklärt werden, mit einiger Modifikation unter Berücksichtigung der Turbulenz der unteren Schichten und etwaiger Verdunstung von Niederschlägen auch die Bildung von Fra-Ni und Fra-Str. Hierbei wird als untere Sperrschicht die Erdoberfläche einzusetzen sein. Zu all diesen Vorgängen kommt noch die Hebung ganzer Luftschichten durch atmosphärische Vorgänge unterhalb derselben oder durch orographische Verhältnisse, die auch in den Fällen, wo die Feuchtigkeit nicht zur Bildung von Wolken unterhalb der Inversion ausreichte, nunmehr die Wolkenbildung erklärt. Hierher gehört die Entstehung von Wolkenkappen, Wolkenschirmen und Hinderniswolken, die fast stets oben durch eine Inversion begrenzt werden. Man erkennt die große Bedeutung der Gleitflächen für die Bildung der Wolkenformen und für die Wolkenniveaus.

Die Bedeutung der Druckwellen für die Entwicklung der Zyklonen geht aus folgender Betrachtung hervor: Wie wir sahen, findet sich in der oberen Troposphäre, bedingt durch die Temperaturverteilung der Stratosphäre, ein Druckgefälle von Süden nach Norden. Treten nun in der oben beschriebenen Weise hier Abweichungen von den normalen Druckverhältnissen ein, so daß an manchen Stellen das äquatoriale Hochdruckgebiet nach Norden vorgestoßen ist, während in den dazwischen liegenden Gebieten der Druck unternormal ist, so würde man auch am Boden die gleiche Druckverteilung beobachten, da sich das Druckfeld nach unten überträgt, d. h. wir hätten auch unten wellenförmigen Verlauf der Isobaren mit tiefem Druck im Norden, wenn in der Troposphäre kein nordsüdlicher Temperaturgradient vorhanden wäre. Der wirkliche Gradient bedingt aber eine Druckabnahme nach Süden, so daß sich aus dem troposphärischen und dem stratosphärischen Druckanteil Hoch- und Tiefdruckgebiete

ergeben, die von Westen nach Osten abwechselnd aufeinander folgen. Durch diese Druckverteilung muß nun auch in der Troposphäre eine Bewegung einsetzen, die stellenweise Luft nach Norden und stellenweise nach Süden befördert, und zwar liegen die Gebiete mit Südkomponente der Bewegung an der Westseite, die mit Nordkomponente an der Ostseite der stratosphärischen Hochdruckausläufer. Wegen der in der Troposphäre nach Norden fallenden Temperatur werden unter dem Einfluß des Luftdrucks und der daraus zu folgernden Bewegung, die Isothermen in der Troposphäre ebenfalls wellenförmigen Verlauf zeigen, wobei die Phasen der Temperaturwellen unten gegen die der Druckwellen oben so verschoben sind, daß das wärmste Gebiet unten gegen den tiefsten Druck, oben um eine viertel Wellenlänge nach Osten verschoben ist. Die Verhältnisse sind in Fig. 4 dargestellt. Es geben die ausgezogenen Kurven das Druckfeld der Stratosphäre, die gestrichelten das Temperaturfeld der Troposphäre an. Bedenkt man nun, das kalte Luft einen höheren Druck ausübt als warme, so folgt daraus, daß man die Isothermen der Troposphäre als Isobaren ihres Druckanteiles auffassen kann. Man kann also das stratosphärische und troposphärische Druckfeld addieren und erhält so den Druck am Boden bzw. in den unteren Troposphärenschichten. Er ist in der Fig. 4 dargestellt durch punktierte Linien. Vergleicht man nun die beiden Druckfelder unten und oben, so sieht man, daß die Achsen der Tiefdruck- und Hochdruckgebiete nach Westen ansteigen. Wendet man wieder das barische Windgesetz an, so kann man Schlüsse ziehen auf die weitere Bewegung der Luftmassen und damit die Bewegung der Isothermen. Aus der Fig. 4 erkennt man ohne weiteres, daß die Amplituden der Isothermen, die der Einfachheit halber als Sinuslinien dargestellt sind, sich vergrößern. Weiter sieht man, daß sich die Temperaturwellen ostwärts verlagern, daß sich also die Phasendifferenz zwischen unterer und oberer Druckwelle vergrößert. Führt man eine entsprechende graphische Rechnung durch, so sieht man weiter, daß sich das Zentrum der Zyklone am Boden nicht genau ostwärts bewegt, sondern je nach den speziellen Annahmen eine südlich oder nördlich gerichtete Bewegungskomponente hat. Bedenkt man nun, daß die stratosphärischen Druckwellen von Westen nach Osten wandern, so findet man die von v. Ficker empirisch gefundenen Tatsachen über die Beziehungen zwischen oberen und unteren Druckwellen bestätigt: die unteren Druckwellen wandern rascher als die oberen und haben meist eine andere Bewegungsrichtung. Man findet aber ferner noch, daß eine Zyklone, die in der Troposphäre auf ihrer Vorderseite ein gut ausgebildetes Gebiet mit warmer Luft hat, sich verstärken muß. Man sieht auch, wie sich unter dem Einfluß der oberen Druckwelle eine erste Ausbuchtung der Isothermen einstellen muß. Führt man nun die gleiche Betrachtung für andere Phasendifferenzen zwischen oberer und unterer Druckwelle durch, so sieht man, daß bei nach Osten ansteigender Druckachse die Hoch- und Tiefdruckgebiete zerstört werden.

Aus der in Fig. 4 konstruierten Druckverteilung ergibt sich das für eine gut ausgebildete Zyklone gültige Bewegungsfeld, aus dem man die Wind-

änderung mit der Höhe für jeden Punkt ableiten kann. Geschieht dies, so folgt die Darstellung in Fig. 5. Hier bedeutet einmal senkrechte Schraffur Linksdrehung mit der Höhe. Keine Schraffur Rechtsdrehung mit der Höhe, das andere Mal horizontale Schraffur, Windabnahme, keine Schraffur Windzunahme mit der Höhe. Ferner sind noch bezeichnet die Zentren der Hoch- und Tiefdruckgebiete am Boden mit T H und die warmen und kalten Gebiete mit W und K und durch Einzeichnen der Isothermen. Aus den Windänderungen mit der Höhe kann man auf die Vertikalbewegungen schließen, so daß weiße Gebiete solche mit aktivem Aufgleiten, karierte solche mit passivem Aufgleiten und schraffierte Gebiete solche mit Abgleiten (vertikal: aktiv, horizontal: passiv)

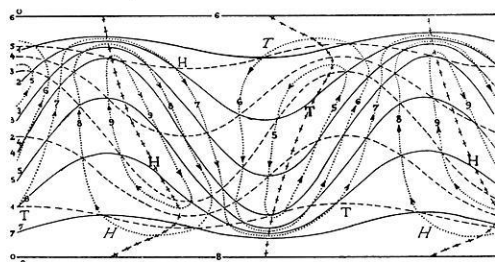


Fig. 4.

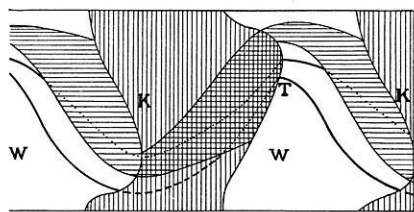


Fig. 5.

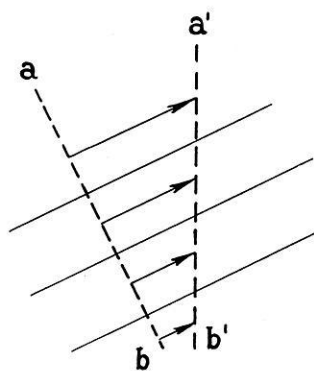


Fig. 6.

sind. In diesen Betrachtungen treten Diskontinuitäten nicht auf. Die Gleitbewegungen sind auch nicht an solche gebunden, sondern nur durch die Flächen gleicher potentieller oder pseudopotentiieller Temperatur bestimmt. Das Gleiten findet hier natürlich auch nicht wie an einer Diskontinuität statt, sondern ist differenziell aufzufassen, etwa wie die Darstellung des Aufgleitens in Fig. 6. Sie stellt einen Vertikalschnitt dar, in dem die ausgezogenen Linien potentielle Isothermen sind, während die Pfeile die Bewegung angeben. Ein gewichtsloser dehnbarer Faden ab würde, von der Luft mitgenommen, nach einer gewissen Zeit die Lage $a'b'$ haben.

Aus diesen Ausführungen sieht man, daß für die Betrachtungen der Zyklonen sowohl, was ihre Energie als auch was die Vertikalbewegung angeht, Diskontinuitäten nicht erforderlich sind. Man kommt zu einem Bilde, das durchaus mit dem empirischen Befund übereinstimmt. Treten nun Diskontinuitäten auf, so sind diese so aufzufassen, als ob in dem kontinuierlichen

Verlauf der sämtlichen Elemente eine Schicht fehlt, d. h. die Temperatur springt (Inversion). Die Bewegung ist ebenfalls diskontinuierlich, so daß auch wirkliches Gleiten der Schichten aneinander vor sich geht. Ebenfalls treten verstärkte Differenzen der potentiellen Energie ein. Für die Energie der Zyklone im allgemeinen aber kann eine einzelne Diskontinuität nicht verantwortlich gemacht werden, es kommt hier vielmehr auf den allgemeinen Verlauf der Temperatur an: mit anderen Worten, es kommt z. B. darauf an, wie groß die Temperaturdifferenz zwischen dem warmen und kalten Gebiet der Zyklone ist und nicht darauf, ob der Temperaturübergang stetig ist, ob er in einzelnen Stufen vor sich geht oder ob eine einzige Diskontinuität vorhanden ist. Die Diskontinuitäten selbst haben eine mehr lokale Bedeutung. Durch sie wird sozusagen die Auf- und Abgleitbewegung lokalisiert, sie bestimmen, wie wir sahen, die Wolkenformen und die Wolkenniveaus und sind insofern von großer Bedeutung für den praktischen Meteorologen, dem konkrete Gebilde zur Verfügung stehen, an Hand deren er die Vertikalbewegungen und die Temperaturverteilung festlegen kann. Er hat in ihnen auch Gebilde zur Verfügung, deren Wandern er untersuchen und prognostisch verwerten kann.

Es hat sich die Ansicht herausgebildet, daß die Diskontinuitäten konstante Gebilde wären, die sich über lange Zeiträume und große Gebiete erstrecken. Ja man findet sogar die Ansicht, daß sie wie feste Flächen die verschiedenen Luftkörper voneinander trennen, so daß man diese Luftkörper als unwandelbare numeriert hat, wobei allerdings nicht ausgesprochen ist, daß eine Luftmasse sich nicht so ändern könnte, daß sie mit einer anderen Nummer bezeichnet werden müßte. Es muß aber bemerkt werden, daß es aus thermodynamischen Gründen unmöglich ist, daß z. B. eine geschlossene Diskontinuität einen Kaltluftkörper so begrenzt, daß etwa auf der einen Seite des Kaltluftkörpers eine Aufgleitfläche, auf der anderen Seite eine Abgleitfläche existiert. Es ist dies wegen der Kondensation unmöglich. Andererseits haben statistische Arbeiten ergeben, daß nicht bei bestimmten potentiellen Temperaturen eine Häufung von Inversionen auftritt, wie dies zu erwarten wäre, wenn die Diskontinuitäten Konstanz besäßen.

Was nun die praktische Anwendung der Polarfronttheorie anlangt, so ist dazu zu bemerken, daß man wohl gelegentlich gut ausgebildete Fronten auch durch die aerologischen Beobachtungen belegen kann, daß man aber in den meisten Fällen, wo man aus den Beobachtungen des synoptischen Dienstes Fronten feststellen zu können glaubt, in den aerologischen Beobachtungen keinerlei Nachweis für die physikalische Realität findet. Es handelt sich hier wohl im wesentlichen um die kontinuierlichen Übergänge, in die mehr oder weniger zufällig kleinere Diskontinuitäten eingestreut sind, die keine zeitliche Konstanz besitzen. Wie sehr die Festlegung von Fronten durch persönliche Willkür und auch durch die dabei angewendeten Methoden, bei denen der einzelne verschiedene Elemente berücksichtigt, beeinflußt wird, zeigen die zwei Wetterkarten vom gleichen Termin, die von zwei verschiedenen Wetterdienst-

stellen veröffentlicht und in Fig. 7 abgebildet sind. Wesentlich bedingt sind diese Unterschiede wohl dadurch, daß bei der Feststellung der Fronten bei einer Stelle andere Elemente hauptsächlich berücksichtigt wurden als bei der anderen. Ich will noch bemerken, daß diese Karten nicht etwa herausgesucht sind, sondern daß durch eine äußere Veranlassung gerade die zwei neuesten an diesem Tage zur Verfügung stehenden Karten betrachtet wurden. Ein weiterer Vergleich zeigt, daß oft eine noch viel geringere Übereinstimmung zu finden ist. Eine Übereinstimmung von der Güte wie bei den Isobaren, kommt nur

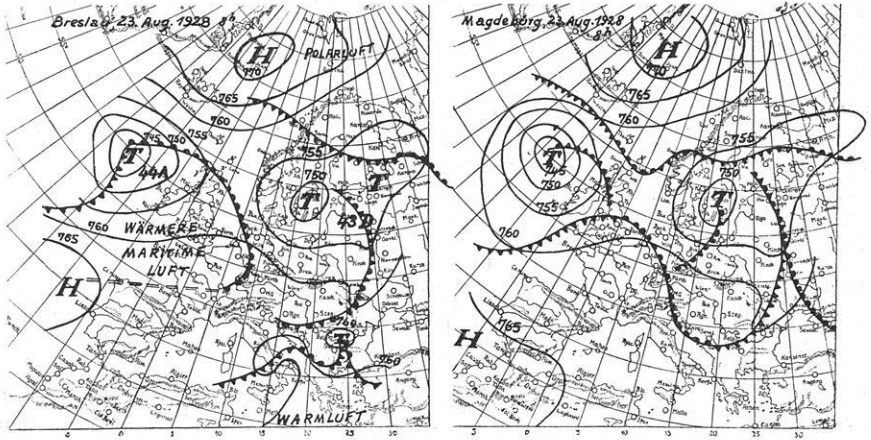


Fig. 7.

in außerordentlich seltenen Fällen vor. Auch diese schlechte Übereinstimmung kann als Beweis gelten dafür, daß die eingezeichneten Fronten nicht als in Wirklichkeit vorhandene Gebilde angesprochen werden können. Trotzdem halte ich es für angebracht, im inneren Dienst Fronten in die Wetterkarten einzuzeichnen und ihre Veränderung zu verfolgen und prognostisch zu verwerten. Noch besser wäre es allerdings, wenn man nicht die Fronten, sondern die Diskontinuitäten in ihrer flächenhaften Ausdehnung, die man ja, wie nachgewiesen, an den Niederschlägen und Wolkenformen erkennen kann, diagnostizieren und prognostisch verwenden würde. Dabei ergibt sich dann die Einzeichnung der Diskontinuitäten am Boden von selbst, soweit solche wirklich vorhanden sind.