

Deutsches Reich
Reichsamt für Wetterdienst

Wissenschaftliche Abhandlungen
Band VIII

Nr. 3

Über Böen

von

Harald Koschmieder

Mit 1 Tafel

Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH

ISBN 978-3-662-01725-8 ISBN 978-3-662-02020-3 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-662-02020-3

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort.	3
I. Gewitterböen und Gewitterflauten	3
1. Beobachtungsmaterial, Bezeichnungen und Darstellungsform	3
2. Einzelfälle von Gewitterböen	7
3. Einzelfälle von Gewitterflauten und Gegenwindböen.	13
4. Zusammenfassung	28
II. Kinematische Untersuchungen	33
1. Zur Kinematik der Böenfläche	33
2. Zur Kinematik der älteren Böenmodelle	36
3. Zur Kinematik des regnenden Wärmegewitters	44
A. Das langsam treibende Wärmegewitter in der ungeschichteten Troposphäre	44
B. Das Wärmegewitter in der geschichteten Troposphäre	49
4. Zur Kinematik der kondensationslosen Linienböe	51
Schrifttumsverzeichnis	54
I Tafel mit den Abbildungen 46—50	55

Vorwort.

Die vorliegende Untersuchung wurde in den Jahren 1937 und 1938 durchgeführt. Der Kriegsausbruch nötigte mich, den mehr und mehr anschwellenden Stoff zu ordnen und zu begrenzen, insbesondere die Zahl der untersuchten Einzelfälle zu beschränken. Ihrer sind immerhin mehr als 20 dargestellt. Die kinematischen Untersuchungen sind in den gleichen Jahren entstanden, also schon hinreichend abgelagert. Sie stützen sich außerdem auf eingehende Studien über Tromben, Staubstürme und Aufwinde, die ich in den letzten beiden Jahren in den „Naturwissenschaften“ veröffentlicht habe (16—18). — Über den größten Teil der hier veröffentlichten Ergebnisse habe ich am 15. 12. 1938 im Berliner Zweigverein der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft vorgetragen.

I. Gewitterböen und Gewitterflauten.

1. Beobachtungsmaterial, Bezeichnungen und Darstellungsform.

Die Tatsache, daß nächst Nebel und Vereisung das Gewitter mit seiner Böe und seinen starken Vertikalbewegungen dasjenige Ereignis ist, das für die Luftfahrt immer noch ernstliche Gefahren in sich birgt, rechtfertigt hinreichend das alte Problem der Gewitterböen erneut aufzugreifen. Dies erschien um so notwendiger, als Theorie und Erfahrung in den letzten Jahren zu auseinander gehenden Ergebnissen gekommen sind.

Die Fragestellung erfordert die Untersuchung zahlreicher Einzelfälle, eine Methode, die der Meteorologie eigen ist und oft zu wertvollsten Erkenntnissen geführt hat. Und zwar vornehmlich deswegen, weil die Methode — im Gegensatz zu der Bearbeitung eines Falles — davor bewahrt, einen besonders deutlich zu Tage tretenden Nebenumstand als wesentlich zu betrachten. Die Methode nötigt vielmehr dazu, die Einzelfälle immer wieder von neuem miteinander zu vergleichen. Selbstverständlich hat auch diese Methode ihre Schwäche, die darin liegt, daß 20 Einzelfälle nicht in der selben Breite untersucht werden können wie ein einziger.

In den hier behandelten Einzelfällen werden die aerologischen Zustände vor und nach dem Gewitter untersucht und in Beziehung mit dem Gang der meteorologischen Elemente am Erdboden gebracht. Dabei war ein unerfreulicher Kompromiß nicht zu umgehen: den langjährigen, sorgfältigen aerologischen Messungen in Lindenberg stehen aus dieser Zeit keine gleichwertigen Registrierungen oder Augenbeobachtungen gegenüber. Es blieb daher nichts anderes übrig, als die Lindenberger aerologischen Aufstiege mit den Registrierungen von Potsdam und seinen vorbildlichen Augenbeobachtungen zu kombinieren. Im Einzelfall ist alsdann zu entscheiden, wieweit der Lindenberger Aufstieg für die Potsdamer Verhältnisse kennzeichnend („repräsentativ“) ist. Diese Frage ist in erstaunlich vielen Fällen zu bejahen, in nur wenigen zu verneinen, was darin seinen Grund hat, daß die Aufstiege meist 12 Stunden oder mehr auseinander liegen, so daß auch bei hinreichenden Lindenberger Registrierungen und gleicher Zahl der Aufstiege eine wesentlich sicherere Zuordnung von Boden- und Höhenverhältnissen kaum möglich wäre. Trotzdem bleibt diese Verknüpfung Lindenberg—Potsdam ein Notbehelf, und der Gang der Dinge wird hoffentlich der sein, daß die althergebrachte Unterscheidung zwischen Meteorologischen und Aerologischen Observatorien der sachlich erforderlichen Synthese weicht.

Die Auswahl der Einzelfälle geschah nach dem stets fruchtbaren Prinzip, besonders starke Erscheinungen herauszusuchen. Diese darf man in erster Linie bei Gewittern erwarten. Deren Intensität ist objektiv am besten gekennzeichnet durch die Größe der barometrischen „Gewitternase“, über die dann mehreres zu sagen ist. Ich habe daher für die 20 Jahre 1910—1929 alle diejenigen Druckschwankungen herausgesucht,

deren tatsächlich erreichter Anstieg mindestens 0,6 mm Hg/12 min betrug. „Spitzen“ (s. u.) traten über 60 auf. Ursprünglich war es meine Absicht, sie alle in der gleichen Weise zu bearbeiten. Doch erwies sich diese Absicht infolge des Arbeitsanfalles als undurchführbar. Bis auf verschwindende Fälle sind alle Druckanstiege mit Gewittern und Böen verbunden gewesen. Es mag sein, daß auch eine kleine Zahl von starken Gewitterböen bei kleineren Druckschwankungen auftritt; häufiger noch treten Böen ohne Gewitter bei kleineren Druckschwankungen auf, besonders bei „Aprilwetter“. Diese sollen später behandelt werden. Die deutlichsten und stärksten unstetigen Erscheinungen werden in der überwiegenden Mehrzahl jedoch von den Gewitterböen geliefert. Gänzlich ungeeignet als Auswahlprinzip erwiesen sich die Temperaturänderungen: diese betragen am Hochsommernachmittag meist -8°C , in der Nacht dagegen -1 bis $+1^{\circ}\text{C}$. Eben hierin liegt der Vorteil der Druckschwankungen als Auswahlprinzip, daß sie von den Vorgängen unmittelbar am Boden weitgehend unabhängig sind.

Aber ausschlaggebend war letztlich die Tatsache, daß die kleinräumigen horizontalen Druckgradienten, die den rasch erfolgenden Druckzunahmen entsprechen, der beste Ausdruck für die vorhandenen Energien sind. Dies erwies sich gerade in den erstaunlich häufigen Fällen als fruchtbarer Leitgedanke, in denen das Gewitter und die Gewitternase nicht mit einer Böe, sondern mit einer Flaute verbunden ist. Diese unerwartete Erscheinung wäre unentdeckt geblieben, wenn die Böen selbst als Auswahlprinzip benutzt worden wären.

Bezeichnungen. Die vier Grundformen der unstetigen Druckänderungen, die in der mittleren Zeile der Abb. 1 dargestellt sind, seien als Spitze, Trichter, positive und negative Druckstufe bezeichnet.

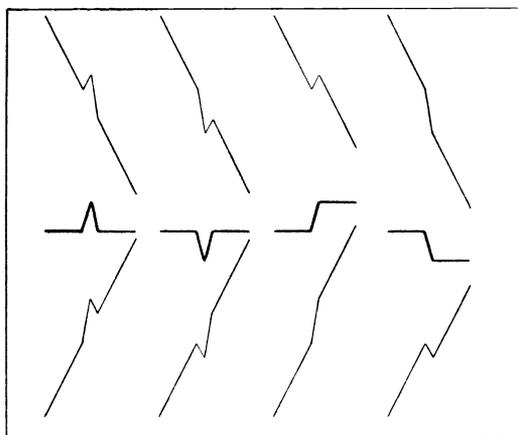


Abb. 1.

Die Hauptformen unstetiger Druckänderungen. Von links nach rechts: Spitze, Trichter, positive und negative Druckstufe, in der mittleren Zeile in ungestörter Form, in der oberen Zeile bei Überlagerung eines starken Druckfalles, in der unteren Zeile bei Überlagerung eines starken Druckanstieges. Abrisse die Zeit, Ordinate der Druck.

Diese ändern ihr Aussehen stark, wenn sich ihnen ein mehr oder minder starker allgemeiner Druckanstieg oder Druckfall überlagert (Abb. 1, Zeile 1 und 3). Auch für die Ermittlung des Betrages der unstetigen Änderung spielt die Überlagerung eine Rolle. Hier werden nur die Spitzen und positiven Druckstufen behandelt. Die Trichter und negativen Druckstufen sollen später untersucht werden.

Was den Wind betrifft, so nenne ich den vom Gewitter ungestörten, aus der Großwetterlage hervorgehenden, durch Gradient-, Coriolis- und Reibungskraft bedingten Wind den „Grundwind“ g . Es ist dies der vor und hinter dem Gewitter in hinreichender Entfernung im erdfesten System unten am Boden registrierte Wind g_0 oder der oben in der Höhe gemessene Wind g_h . Der im erdfesten System vor, während oder nach dem Gewitter registrierte oder gemessene Wind wird „Bodenwind“ b oder „Höhenwind“ h genannt. In hinreichender Entfernung vom Gewitter ist $b = g_0$ und $h = g_h$.

Besonders übersichtlich werden die Verhältnisse, wenn die Grundströmung nach dem Gewitter wieder dieselbe ist wie vorher. Alsdann ist man berechtigt, ein mitgeführtes Koordinatensystem einzuführen, das mit der Geschwindigkeit der Gewitterwolke mitwandert, die gleich g_h zu setzen ist.

Die Windgeschwindigkeit in bezug auf das mitgeführte System nenne ich den „Störwind“ s .

Nun sind zwei meteorologisch ganz verschiedene Fälle möglich:

a) Es hat der Grundwind in allen Höhen (d. h. bis zur oberen Grenze der Gewitterwolke) praktisch denselben Wert. Dann ist $g_0 = g_h$ und es wird $b = g_0 + s = g_h + s$.

b) Es hat der Grundwind in den untersten 500—1000 m dicken Schichten die entgegengesetzte oder fast entgegengesetzte Richtung wie in den darüberliegenden Schichten, z. B. unten E, darüber W (auch das umgekehrte kommt, wenn auch seltener, bei Gewitterlagen vor!) Dann ist $b = g_h + s + (g_0 - g_h)$, also wieder $b = g_0 + s$.

Ist, wie oben vorausgesetzt, der Grundwind vor und nach dem Gewitter derselbe, so wird stets der gesuchte Störwind $s = b - g_0$.

An sich ist es natürlich nicht notwendig, sich auf die bodennächsten Schichten zu beschränken, doch liegen bisher nur von diesen Registrierungen vor. Die Ermittlung des Störwindes geschieht am einfachsten mit einer Windrose (z. B. Schleicher und Schüll, Papier 319 $\frac{1}{2}$), bei der eine 16teilige Skala genügt. Auf den Strahlen trägt man sich die Geschwindigkeit auf, mißt die Entfernung im selben Maß und nimmt mit

dem Parallellineal die Richtung ab. Allzu große Genauigkeit darf man wegen der vielen Unregelmäßigkeiten im Bodenwind nicht erwarten. Die Auswertung hat natürlich nur Sinn, wenn sich nach dem Gewitter annähernd derselbe Bodenwind einstellt wie vorher. In den behandelten Einzelfällen wurde wenigstens die Wiederherstellung der Windrichtung gefordert.

Die Gewitter selbst unterteile ich, um bei der Erörterung der Einzelfälle eine kurze Bezeichnungsmöglichkeit zu haben, in aerologischer Hinsicht vorläufig in folgende Formen:

1. Wärmegewitter, die in einer horizontalhomogenen Luftmasse abseits aller Fronten entstehen, und zwar durch die Ausbildung trockenadiabatischer Gradienten bis zum Kondensationsniveau infolge Erhitzung vom Boden her, mit feuchtlabilen Gradienten darüber.

2. Feuchtlabile Gewitter, die in einer horizontalhomogenen Luftmasse abseits aller Fronten entstehen, wenn Feuchtlabilität bis zum Boden herab besteht (oder die Luft durch Hügel oder Gebirge bis zum Kondensationsniveau gehoben wird).

3. Einbruchsgewitter, die an einer Einbruchsfläche entstehen, dadurch, daß die einbrechende Kaltluft die davor gelegene Warmluft in die Höhe wirft.

4. Aufgleitgewitter, die über einer Kaltluft entstehen, dadurch, daß die schneller bewegte Warmluft an der langsam bewegten oder stillliegenden Kaltluft aufgleitet.

5. Umsturzgewitter, die dadurch entstehen, daß in der Höhe Kaltluft eindringt und so Labilität in der Vertikalen erzeugt wird.

6. Einschubgewitter, die dadurch entstehen, daß ohne wesentliche Erwärmung vom Boden her sich potentiell zu warme Luftmassen in mittlere Schichten einschieben.

Für die so definierten Gewitterformen gilt folgendes:

Wärme- und feuchtlabile Gewitter haben das notwendige, aber nicht hinreichende Kennzeichen, daß nach dem Gewitter Boden- und Höhenwind den alten Wert annehmen. Ob dies auch für Temperatur- und Feuchteverhältnisse gilt, muß die Untersuchung zeigen. Einbruchs- und Aufgleitgewitter haben das notwendige und hinreichende Kennzeichen, daß vor und hinter dem Gewitter eine Bjerknes'sche Inversion (Temperatur- und Feuchtezunahme mit der Höhe) in der Höhe der Unterfläche des Cumulonimbus auftritt. Umsturz- und Einschubgewitter sind am schwersten zu erkennen, da sie in den bodennahen und unteren, bis 1000 m und mehr dicken Schichten keinerlei zeitliche Änderungen der Temperatur und Feuchte aufzuweisen brauchen. Bei manchen Gewittern wird sich die Entstehung nur dahin festlegen lassen, daß sie an einer Front entstanden, dann aber von dem Höhenwind von dieser abgelöst und in das Warmluftgebiet hineingetragen werden. Sie werden als abgelöste Frontgewitter bezeichnet.

Art der Darstellung.

A. Für jedes Gewitter sind gezeichnet:

1. Die aerologischen Aufstiege in Lindenberg und zwar die Temperatur-Druckkurve, die Feuchte-Druckkurve, die Druck-Höhenkurve meist dreier aufeinander folgender Aufstiege im Stüve'schen Adiabaten-Papier. Um die Abbildungen nicht zu überlasten, sind nur wenige Trocken- und Feuchteadiabaten eingezeichnet. Die Linien konstanter spezifischer Feuchte sind ganz weggelassen. Bei der Höhendruckkurve entsprechen auf der Abszisse 10^0 wie üblich 1000 dyn. m. Die Signaturen sind durchweg so gewählt, daß

durch $x \text{ --- } x$ der dem Gewitter weiter vorangehende Aufstieg,

„ $o \text{ --- } o$ der dem Gewitter unmittelbar vorangehende oder unmittelbar nachfolgende Aufstieg,

„ $\triangle \text{ --- } \triangle$ der dem Gewitter später nachfolgende Aufstieg

gekennzeichnet sind.

In jedes Adiabatenblatt ist außerdem die maximale potentielle Temperatur von Potsdam (P) durch einen doppelten Kreis eingetragen und das dazugehörige Datum beigeschrieben.

2. Die Bodenregistrierungen in Potsdam und zwar das Thermogramm, das Waagebarogramm, das Anemogramm, die beiden letzteren so gut als nur irgend möglich synchronisiert. Zu diesem Zweck mußten die Anemogramme mit dem Storchnabel umgezeichnet werden. Diese Darstellungen

haben ein fast untragbares Maß von Arbeit erfordert. Eine Synchronisierung der Thermogramme mußte aufgegeben werden, weil sie — in krummlinigen Koordinaten geschrieben — nicht ohne besonderes Gerät entzerrt werden können¹⁾.

In die Stundenrubriken einer beliebig gewählten Zeile ist weiter die stündliche Niederschlagsmenge in mm eingetragen. Auf einigen Blättern ist auch eine kurvenmäßige Darstellung des Niederschlagsverlaufes nach dem Potsdamer Regenschreiber gegeben, dabei entsprechen 1 mm Hg abgelesener Regenmenge 13,3 mm = 13,3 l/m².

3. In einigen Blättern sind noch die Thermo- und Waagebarogramme von Berlin (Schinkelplatz 6) eingezeichnet, und zwar direkt gepaust. Sie sind durch ein B gekennzeichnet. Man beachte, daß der Waagebarograph Berlin (bei gleichen Abszissenwerten für die Zeit) nur mit der halben Vergrößerung von Potsdam arbeitet! Auch die Thermogramme von Berlin haben andere Amplituden, aber auch andere Abszissen als Potsdam.

B. Im Text sind zur Übersicht für jeden Einzelfall vorausgeschickt:

1. für den Vor-, Haupt- und Nachtag für Potsdam:
 - a) Temperaturmaximum und Minimum in °C nach den „Ergebnissen der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam“. Sie sind an dem betr. Tage um 21h abgelesen. Kleine Unstimmigkeiten mit dem Thermogramm sind unberücksichtigt geblieben.
 - b) Sonnenscheindauer ☉ in Stunden (h).
 - c) Regenmenge ☉ für die Zeit von 0—24 Uhr in mm = l/m².
 - d) Windrichtung und Stärke in Beaufort.
 - e) Luftdruck in mm Hg.
2. Wetter und Wolken mit den üblichen meteorologischen Symbolen für Potsdam und Lindenberg. Die Auszüge enthalten meist nur das für die Fragestellung Wesentliche.
3. Weitere Gewitter nach den „Wetterberichten der Deutschen Seewarte“. Sie sollen lediglich ein Bild darüber vermitteln, ob an dem untersuchten Tage verbreitete Gewitter aufgetreten sind oder nicht.
4. Eine Übersicht über die Wetterlage; obwohl auf sie viel Arbeit verwandt wurde, gibt sie bei dem dünnen synoptischen Netz der Jahre 1911—1925 in vielen Fällen nicht viel mehr als eine Übersicht. Wichtige Einzelfragen müssen mitunter unentschieden bleiben.

Abkürzungen: H 765 = Hochdruckgebiet mit 765 mm Hg, HK = Hochdruckkeil, T = Tiefdruckgebiet, TA = Tiefdruckausläufer, TF = Tiefdruckfurche, RT = Randtief, Cb = Cumulonimbus, Cu = Cumulus usw. D.-An = Anstieg des Drachenaufstieges, B.-Ab = Abstieg des Fesselballonaufstieges, schw. = schwach, P = Potsdam, L = Lindenberg. Die restlichen textlichen Darstellungen bedürfen keiner weiteren Erläuterung.

Weiter sind zur Ergänzung wie zur Zusammenfassung des Textes die Tabellen 1—6 (S. 31—33) beigegeben. Auf Tabelle 1 und 4 sind alle für die Kinematik der Gewitterböe wichtigen Angaben eingetragen. Die wahre Zugrichtung (Spalte 3) ist einer besonderen Spalte der Potsdamer Ergebnisse entnommen, ebenso die Angabe (Sp. 4), wo das Gewitter vorüberzog. Z bedeutet zentralen Zug. In Sp. 15 ist die größere Höhe fett gedruckt, wenn sie mit der größten Höhe des Fessel- oder Pilotballonaufstieges zusammenfällt.

Auf der Tab. 2 und 5 bedeuten in Sp. 1 und 2 δp_0 und δT_0 die in Potsdam bei dem Gewitter registrierten Druck- und Temperaturänderungen. ζ ist die nach der Köppen'schen Formel berechnete Höhe des Kaltlufteinbruches, $\zeta = -8 \cdot \frac{T_m}{p_0} \cdot \frac{\delta p_0}{\delta T_m} = -3,1 \frac{\delta p_0}{\delta T_m}$ km, wobei δp_0 in mm Hg einzusetzen ist. In Sp. 7 ist s_0 die spezifische Feuchte am Boden, in Sp. 9 γ der vertikale Temperaturgradient in °C/100 m, im Text oft kurzweg als Gradient bezeichnet. In Sp. 10 ist h_k die Kondensationshöhe, berechnet unter der (heute üblichen) Voraussetzung, daß die spezifische Feuchte im Laufe des Tages konstant bleibt. In Sp. 11 ist dT_0 die Temperaturzunahme, die das am Boden liegende Teilchen erfahren muß, um trockenadiabatisch bis zur Kondensationshöhe aufzusteigen. Sie ist ersichtlich gleich der Differenz der potentiellen Temperaturen, die im Kondensationsniveau und am Boden herrschen.

In Tab. 3 und 6 finden sich die Angaben, die auf die Wetterlage Bezug haben.

1) Hoffentlich erfüllt der Apparatebau endlich die Forderung auf synchronisierte Registrierungen, wodurch die Bearbeitung von Einzelfällen ganz wesentlich erleichtert würde.

2. Einzelfälle von Gewitterböen.

Nr. 1. 29. 5. 1924.

14⁵⁴ Nah- \mathbb{K}^1 aus SE mit Druckspitze und Böe.

Potsdam	1924		
	28. 5.	29. 5.	30. 5.
Max.	22.3	25.5	26.1 °C
Min.	10.9	12.7	14.3 °C
☉	7.9	5.4	7.4 h
☉ (0—24)	—	12.0	0.2 mm WS
Wind	E 3	ENE 2	SSW ₂ Beaufort
Zeit	7	21	7 h
Druck	59.6	50.4	50.5 mm Hg
Zeit	7	21	7 h

Hydrometeore:

28. nichts.
 29. Nah- \mathbb{K}^1 SE—WNW 11⁵⁷—15⁴⁵, ☉^{1, 2} 14⁰⁵—15³⁰, <¹ in S 22h.
 30. Fern- \mathbb{K}^1 W—NNE 12⁴⁵—14³⁰, ☉tr 14⁴⁵, ☉¹ 15³⁰—15⁴⁵.

Wolken:

29. Ci aus SE 8h, 12h, 18h und 20h (andere Wolkenarten nicht angegeben).
 30. Ci aus SE 6h, aus ESE 7h, aus SSE 8h.

Lindenberg:

28. vorm. ganz, mittags $\frac{1}{2}$, abends $\frac{1}{4}$ bedeckt.
 29. vorm. etwa $\frac{1}{2}$ bedeckt mit Ci, Cs, As, Ac, mittags zunehmend. 14¹⁵ T im S, 14³⁰—15h \mathbb{K}^0 , ☉¹⁻²; \mathbb{K} im NW—NE bis 17³⁰, dann bis abend Bew. 8—9.

Weitere \mathbb{K} :

29. München a. m., Bamberg p. m. — Magdeburg 14h, Potsdam 14⁴⁵, Lindenberg, Dresden, Breslau p. m. — Bremen 19h, Warnemünde 19h.

Wetterlage:

29. 8h. H 765 Südkandinavien, Zentralrußland. T 755 Biscaya mit TA 760 Bayern und RT 760 Ungarn.
 Nördl. Metz—München 17—19°, ENE—ESE.
 Südl. Metz—München 13—16°, SE—SW.
 29. 14h Randtief 760 Rhein bis Ungarn.
 Nördl. Aachen—Dresden—Preßburg 23—25—30°, ENE—ESE.
 Südl. Aachen—Dresden—Preßburg 19—23°, meist SW.
 29. 19h RT 757 $\frac{1}{2}$ Frankreich, Holland, Westdeutschland, Brandenburg.
 Nordöstl. Frankfurt a. M.—Breslau 22—24—27°, ENE—ESE.
 Südwestl. Frankfurt a. M.—Breslau 15—22°, meist SW.

Höhenwinde Lindenberg:

29. 06¹⁷ D.-An. 300—3000 m ESE—SEzE 10—12—10 m/s.
 29. 09⁰⁰ Pilot 122 m ENE 5, 300—3000 m ESE—SE 10—12 m/s.
 30. 13¹⁸ D.-An. 122—1500 m SSW—SW 6—8 m/s, 2000—2500 SW 10—11 m/s.

Aerologische Aufstiege in Lindenberg. Ein Mittag-Aufstieg am 29. fehlt. Der Morgenaufstieg vom 29. zeigt selbst in den Abstiegsdaten (08⁵⁶) noch sehr stabile Schichtung in der Schicht vom Boden bis 2290 m ($\gamma = 0.61$). Doch wird die potentielle Temperatur im Kondensationsniveau (noch nicht 24° C) im Laufe des Tages auch am Boden erreicht (in Potsdam bereits um 11h. Maxima vom 29.: Grünberg 27°, Breslau 26°), daher ist am Mittag trockenadiabatischer Gradient mindestens bis zur Kondensationshöhe (1220 m) anzusetzen. Darüber ist dann die Schichtung leicht feuchtlabil bis zur Gipfelhöhe (2970 m). Nach den Windmessungen stimmt die Windrichtung zwischen 300 bis mindestens 3000 m über Lindenberg mit der Zugrichtung des Gewitters in Potsdam (aus SE) überein.

Registrierungen Potsdam. Da Boden- und Höhenwindrichtung zusammenfallen, tritt am Boden 14⁵⁴ eine starke Böe auf, die mit 15 m/s die Windgeschwindigkeit in 3000 m (10—12 m/s) noch etwas überschreitet. Die Windrichtung wird durch das Gewitter nicht geändert. Erst am 30. etwa 3h dreht der Wind von ESE auf SW. Der Temperatursturz am 29. dauert nicht lange an, die Temperatur erreicht um 18h wieder den ungestörten Wert. Der Gußregen setzt erst ein, als der Druck seinen Höchstwert erreicht hat, fällt also auf der Rückseite des Gewitters. Der Druckverlauf zeigt eine deutliche Spitze.

Zusammenfassung. Am 29. herrscht zum bis Ci-Niveau hinauf SE-Wind, mindestens bis 20h. In der anströmenden Warmluft treibt das Gewitter heran. Ein Luftmassenwechsel tritt während oder bald nach dem Gewitter nicht ein: Die von Westen vordringende ozeanische Luft (nur wenig kühler) erreicht Potsdam erst 12 Stunden später. Nichts deutet darauf hin, daß in der Höhe Kaltluft eindringt, vielmehr ist sicher, daß sich mittags trockenlabiler Gradient mindestens bis zur Kondensationshöhe einstellt. Darüber herrscht Feuchtlabilität. Das Gewitter erweist sich somit als ein (nicht an eine Front gebundenes) Wärmegewitter. Die starke, kurz dauernde Abkühlung nach dem Gewitter ist eine Folge des Gußregens, da sie nach dem Regen langsam wieder verschwindet. Eine Stabilisierung findet nicht statt, da am 29. abends wieder Wetterleuchten beobachtet wird.

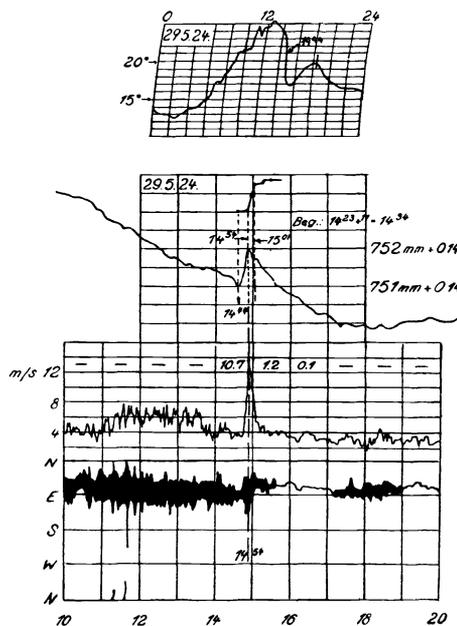


Abb. 2. Registrierungen Potsdam vom 29. 5. 1924.

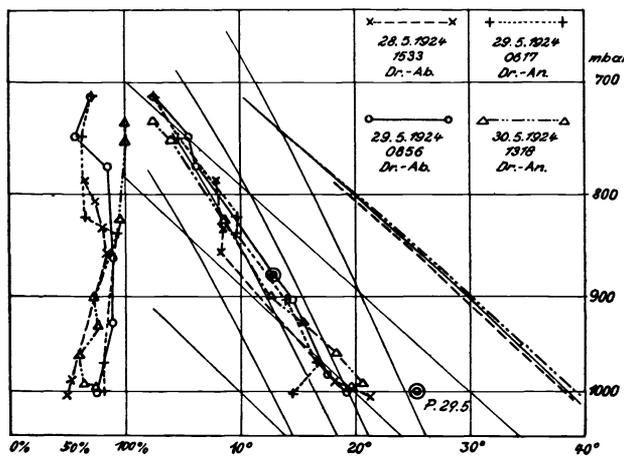


Abb. 3. Aerolog. Aufstiege Lindenberg vom 28. bis 30. 5. 1924.

Nr. 2. 22. 7. 1914.

17⁴⁵ R^1 aus SE über E mit Druckspitze und Böe.

Zusammenfassung. Das Gewitter entsteht in einer aus SSE heranströmenden homogenen Warmluftmasse. Die von W her vordringende maritime Kaltluft hat um 19h noch nicht die Linie Hamburg—Hannover—München erreicht. Sie kommt in Potsdam anscheinend erst am 23. zwischen 5 und 6h an. Es tritt also während oder kurz nach dem Gewitter kein Luftmassenwechsel ein. Ein Anzeichen für eine in der Höhe eintretende Abkühlung liegt auch nicht vor. Eher scheint in 2000 m Erwärmung eingetreten zu sein (wenn, wie im Protokoll angegeben ist, der 15h-Aufstieg zu hohe Temperaturen lieferte). Dagegen ist am 22. 15h über große Schichten das Temperaturgefälle trockenlabil bis zur Kondensationshöhe. Darüber bleibt der Gradient größer als feuchtadiabatisch, so daß die Ausbildung eines hohen Gewitterturmes durchaus möglich ist. Es handelt sich also um ein ausgesprochenes Wärmegewitter. Ob Stabilisierung eintritt, ist zweifelhaft. Die Schlußisothermie des 22h-Aufstieges deutet etwas darauf hin. Aber nachts wird in Potsdam Wetterleuchten und am 23. morgens in Potsdam und Lindenberg Gewitter beobachtet.

Nr. 3. 11. 9. 1914.

Nr. 4. 11. 9. 1914.

Nr. 3. 17¹⁸ Zentral- R^1 aus SW mit Druckspitze und Böe.

Nr. 4. 19⁴⁰ Zentral- R^1 aus SW mit Druckspitze und Böe.

Potsdam	1914		
	10. 9.	11. 9.	12. 9.
Max.	27.8	26.5	18.6 °C
Min.	12.7	15.3	10.7 °C
☉	11.9	6.9	4.8 h
☉ 0—24	—	9.5	0.4 mm WS
Wind.	E 3	SW 3	WSW ₃ Beaufort
Zeit	7	7	7 h
Druck	56.7	55.0	46.6 mm Hg
Zeit	7	7	7 h

Hydrometeore:

11. R^1 aus SW, über Z, wirkl. Zugrichtung aus SW. 1. T 17⁰⁵, W^1 17¹⁷ aus WSW. Wind v. w. n. Gew.: WSW 3, W 8, SW 2. ☉⁰⁻² 17¹⁵—17⁴⁵. Ende des Gew. 18⁰⁰.— R^1 aus S und SW, über Z. Wirkliche Zugrichtung aus SW. 1. T 19¹⁶, W^1 19³⁰ aus SSW. Wind v. w. n. Gew.: SSW 3, SSW 3—SW 5, SSW 4. ☉² 19³⁵—20h. Ende des Gew. 20³⁰.

Wolken:

11. 14h Ci SSW, 18h Cs SW.

Lindenberg:

11. früh R und ☉, 7h T in SSW, R^0 zieht herauf, ca. 07⁴⁵ zu Ende. Tags wechselnd, abends R und ☉⁰. Ab 19h R in W und SSW, ab 21h seltener, 20³⁰—20⁴⁰ W^1 aus S 20 m/s. 24h R .
12. früh ☉¹, tags wolkgig.

Weitere R :

11. nachm. Cuxhaven, Hamburg, Wustrow, Swinemünde 20h, Rügenwaldermünde nachts R . Friedrichshafen 18³⁰—22h R , Berlin 18h und 20h, Dresden abends, München nachm., Bamberg nachts, Karlsruhe nachm.

Wetterlage:

10. 14h H 770 W-Rußland, RT 762 $\frac{1}{2}$ Böhmen. Nördl. Krakau—Frankfurt aus E kommende Warmluft (25—29°). Südl. Krakau—Frankfurt aus W kommende Kaltluft (17—21°).
11. 14h Schleifzone Straßburg—Swinemünde. H 765 W-Rußland, T 752 $\frac{1}{2}$ Nordsee und Nordmeer mit Gewittersack (Rest des RT vom 10. ?) über Hessen. Östl. Frankfurt—Lübeck aus S abfließende Warmluft (23—27°). Westl. Frankfurt—Lübeck aus SW zufließende Kaltluft (17—21°).
12. 14h H 760 Ukraine, T 745 Nordmeer, RT 745 Skagerrak mit entspr. Isobaren-Ausbuchtungen bis Galizien. Warmluft ist wohl nur noch in Rußland vorhanden. Maritime Kaltluft überflutet ganz Deutschland (12—16°). Nur noch Ostpreußen und Baltikum 18—20°.

Höhenwinde Lindenberg:

10. bis mindestens 3000 m ESE—SSE, 8—12 m/s, abends 500 m 16 m/s.
11. 08⁵¹ D.-An. 500—2700 m SW 8—11 m/s.
13⁵⁸ D.-An. 122—1200 m SW 8—11 m/s.
15²¹ D.-An. 122—3000 m SW 7—18 m/s.
20¹⁴ D.-An. 122—1850 m SSW 5—16 m/s.
12. 07¹⁵ D.-An. 122 m SSW 5, 500 m SWzW 14, 1000 m WSW 14, 1500—2500 m WzS 13.
14h und 21h 500 bis mindestens 4000 m W 11—14 m/s.

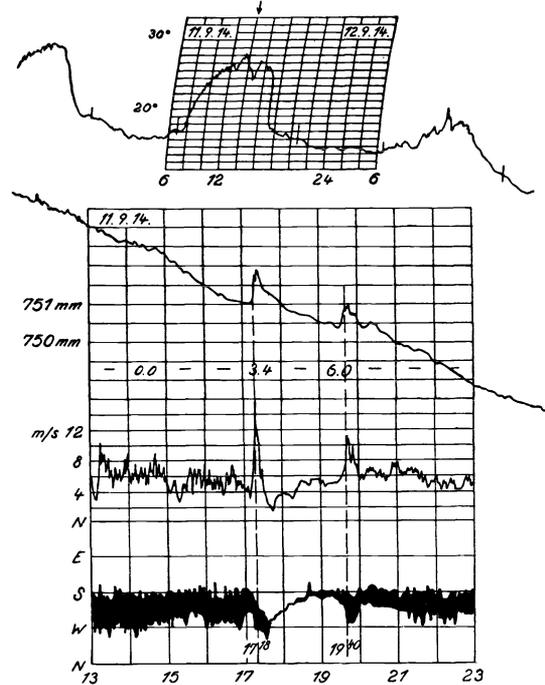


Abb. 4. Registrierungen Potsdam vom 11. 9. 1914.

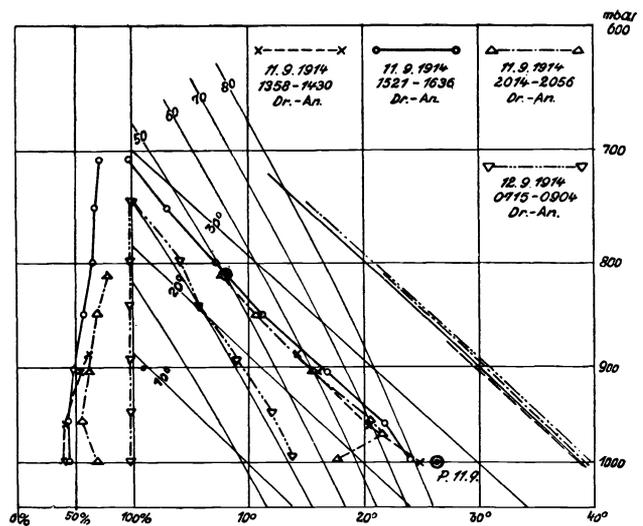


Abb. 5. Aerolog. Aufstiege Lindenberg vom 11. und 12. 9. 1914.

Aerologische Aufstiege Lindenberg. Nach dem 16h-Aufstieg beträgt die potentielle Temperatur im Kondensationsniveau (1860 m) 26.1°C , während in Potsdam kurz vor 14h $\vartheta_m = 26.3^{\circ}\text{C}$ wird. Es wird also adiabatischer Temperaturgradient bis zur Kondensationshöhe erreicht. Darüber herrscht starke Feuchtbarkeit. Dieselben großen Gradienten finden sich — wenigstens oberhalb 500 m — noch um 20h! Erst nachts tritt dann ein scharf ausgesprochener Luftmassenwechsel auf.

Registrierungen Potsdam. Die erste Böe 17¹⁸ bringt einen schweren Temperatursturz, die zweite Böe dagegen eine kleine Temperaturerhöhung, wodurch zumindest sicher ist, daß die Kaltluftschicht zwischen 17 h und 20h so dünn ist, daß sie noch durch die Böe aufgewirbelt werden kann. Beide Böen sind mit Druckspitzen verbunden.

Zusammenfassung. Das Frühgewitter in Lindenberg (7h) bringt keine Stabilisierung im Großen. Vielmehr bildet sich untertags mindestens bis zur Kondensationshöhe adiabatischer Gradient aus, der Wärmegewitter ermöglicht. Auch das 17h-Gewitter in Potsdam führt keine Stabilisierung im Großen herbei, 19⁴⁵ folgt ein neues Gewitter nach.

Daß das Hauptgewitter 17h als Wärmegewitter anzusprechen ist, kann nicht mit Sicherheit behauptet werden. Doch spricht dafür, daß um 14h die Schleifzone, soweit die Wetterkarte das erkennen läßt, Kassel gerade ostwärts überschritten hat und sich sogar um 19h noch ein Rest des Warmsektors rund um Berlin findet: Swinemünde 21° , Magdeburg 21° , Dresden 24° , Grünberg 20° , während Berlin nur 18° meldet. Die Temperaturerniedrigung in Berlin wäre dann als eine Folge des Niederschlages anzusehen, womit die geringe Dicke der Kaltluftschicht übereinstimmen würde.

Gegen ein Wärmegewitter und für ein Einbruchsgewitter spricht die Zugrichtung aus SW, die auf eine Entstehung des Gewitters an der Einbruchfront hindeutet: Nimmt man die Entstehung des Gewitters um 13h an, so ist es bei einem Höhenwind von mindestens 15 m/s aus SW rund 200 km im SW von Potsdam entstanden, wo zu der Zeit die Einbruchfront gelegen haben dürfte. Dort entstanden, hätte sich dann allerdings das Gewitter von der Front abgelöst, wäre mit dem starken Höhenwind weiter in die Warmluft getrieben, wo es bei den adiabatischen Temperaturgefälle gute Lebensbedingungen angetroffen hätte. Zu der Annahme, daß das Gewitter schon um 13h und nicht erst etwa um 16h entstanden sei, liegt jedoch eine Nötigung nicht vor. — Auch ob Stabilisierung eintritt, ist bei dem 2. Gewitter nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Lindenberg hat zwar nachts vom 11./12. noch Wetterleuchten, aber dieses ist wie der Abendaufstieg bei der Nähe der Front für Potsdam nicht mehr mit Sicherheit repräsentativ. Nach dem 1. Gewitter tritt ersichtlich keine Stabilisierung ein.

Nr. 5. 30. 6. 1911.

12²⁵ (und ca. 16h) \mathcal{R}^1 aus SW über S mit Druckspitzen und schwachen Böen.

Zusammenfassung. Ein Luftmassenwechsel erfolgt beim Hauptgewitter (mittags) weder in Potsdam, da dort die Temperatur nach dem Gewitter wieder ihren alten Wert erreicht, noch bei der Böe (ohne Regen) in Lindenberg, wo Auf- und Abstiegswerte praktisch gleich sind. (Selbst das 2. Gewitter in Potsdam scheint nach dem Thermogramm noch zu keinem Luftmassenwechsel zu führen. Dieser erfolgt nach dem Barogramm erst nach 17h). Eine Abkühlung in der Höhe ist unwahrscheinlich, im Gegenteil steigt die Temperatur oberhalb 2300 m bis mindestens 4000 m um mehr als 3°C vom 30. bis 1. 15h. Zur Erklärung des Gewitters genügt vielmehr der Gradient am 30. 15h, der mindestens zur Zeit des Lindenerger Temperaturmaximums bis zur Kondensationshöhe trocken-adiabatisch wird. Wie schon die Temperaturregistrierung von Potsdam zeigt, kommt die vertikale Labilität durch einen Schub Warmluft zustande, die in der Schleifzone unten in etwa 2000 m Mächtigkeit seitwärts (aus SW) einströmt und noch über dem Erdboden angeheizt wird. (Lindenberg Max. 26.0°C , während Potsdam infolge starker Bewölkung ab 9h etwa auf 23°C bleibt). Es handelt sich also um ein reguläres Wärmegewitter abseits aller Fronten, das wegen der für die Gewitter frühen Stunde nicht weit von Potsdam entstanden sein dürfte und dem ein gleiches knapp 4 Stunden später nachfolgt. Die Temperaturstufe 12¹⁵ ist also die Folge, nicht die Ursache des Gewitters. Durch das Gewitter erfolgt keine Stabilisierung, nicht einmal in so kleinem Umfang, daß ein merklicher Unterschied zwischen Auf- und Abstieg in Lindenberg einträte. 4 Stunden später tritt in Potsdam ein neues Gewitter auf. Zugrichtung des Gewitters und Bodenwind fallen zusammen, so daß eine Böe am Boden auftritt. — Die Druckstufe wird durch den überlagerten starken Luftdruckfall stark abgeschwächt.

Nr. 6. 23. 4. 1916.

03⁵⁰ \mathcal{R}^1 aus SW über NW mit Druckspitze ohne (?) Böe.

Potsdam	1916		
	22. 4.	23. 4.	24. 4.
Max.	22.1	10.8	16.7 °C
Min.	3.1	6.9	2.6 °C
☉	8.9	0.0	10.3 h
☉ 7 h	—	4.2	— mm WS
Wind	E 3	WSW 4	NW 2 Beaufort
Zeit	21	7	7 h
Druck	39.5	44.0	60.1 mm Hg
Zeit	21	7	7 h

(stärkere Abweichungen zwischen Ablesungen und Registrierungen. Kriegszeit.)

Hydrometeore:

22. nichts.

23. \mathcal{R}^1 aus SW über NW; wirkliche Zugrichtung SW. 1. T 03²⁰, Ende 04³⁰.
 \mathcal{R}^2 03⁵⁰ WNW 6 (?). Wind v. w. n. Gew.: WSW 4, SW—NW 5—6, W 5.
 ☉ 1—2 03³⁵—04⁴⁰.

Wolken:

22. von 12h—16 h Ci und Cc aus SW und SSW, dann bis 24h fast wolkenlos.
 23. 2h 5, 4h 10, 6h 10 Ns W, 7—14h St und Sc W, bis 18h ganz bedeckt.
 24h wolkenlos.

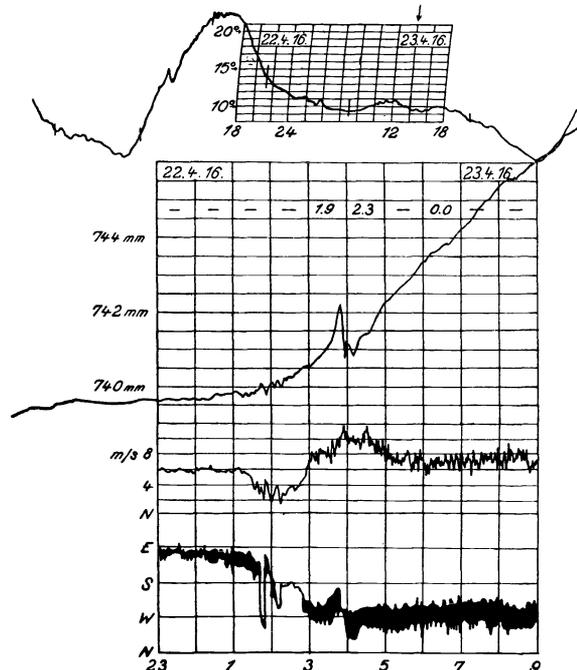


Abb. 6. Registrierungen Potsdam vom 22./23. 4. 1916.

Lindenberg:
 22. abends Ac und Ci 2—3.
 23. zunehmende Bew., 6 h 10 Sc, Ns. Am Tage Sc, zeitw. Ns 9—10.

Weitere K:
 22. Cuxhaven 19³⁰, Hamburg abends, Kiel 21 h, Rügenwaldermünde nachts 22./23.; Kassel 19 h, Hannover. Berlin nachts 22./23; Karlsruhe 14³⁰, Frankfurt a. M., Friedrichshafen 16³⁰, Bamberg 18 h.

Wetterlage:
 22. 19 h T 745 zwischen Elbe und Oder. H 752 1/2 Frankreich, H 755 Rußland.
 Östl. Rostock—Braunschweig—Eger SE—E 2—4, 14—19⁰.
 Westl. Rostock—Braunschweig—Eger nördl. Brüssel—Kassel NE—N 2—4, 7—9(—15)⁰.
 Westl. Rostock—Braunschweig—Eger südl. Brüssel—Kassel S—W 2—7, 5—9(—15)⁰.
 23. 8 h T 750 zwischen Wustrow und Swinemünde.
 Östl. Swinemünde—Krakau SE—E 1—5, 11—13⁰.
 Westl. „ „ NNW—WSW 4—6—2, 5—9⁰.

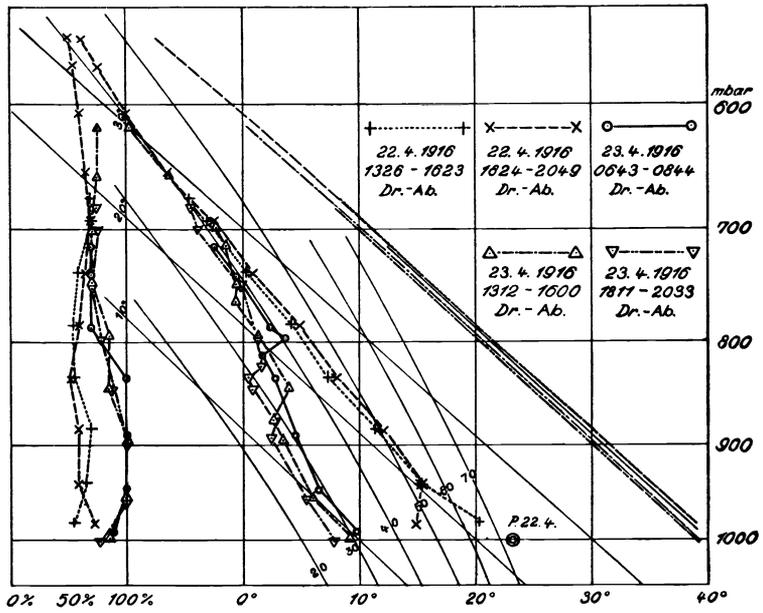


Abb. 7. Aerolog. Aufstiege Lindenberg vom 22./23. 4. 1916.

Auf der Rückseite des kleinen Randtiefs, das sich bis zum 24. in eine T-Furche verwandelt, erfolgt ein starker Einbruch von Kaltluft, die von NW kommend, am 23. 8 h bereits die Oder (bis auf den Mündungsteil) ostwärts überschritten hat.

Höhenwinde Lindenberg:

	122	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500 m
22. 16 ²³ D.-Ab.	SE 7	SSE 7	SSE 9	SzE 11	S 11	SzW 11	SzW 11	—	—	—
20 ⁴⁹ D.-Ab.	EzS 7	SEzS 10	ESE 12	ESE 10	ESE 10	SzE 11	SzE 12	S 11	SzW 12	SzW 13
23. 08 ⁴⁴ D.-Ab	W 9	W 13	WzN 13	WzN 9	WzN 8	WzN 8	—	—	—	—
16 ⁰⁰ D.-Ab.	WNW 8	W 12	WzN 12	WzN 9	WzN 8	WzN 8	WNW 9	WNW 9	WNW 9	—

Die Aerologischen Aufstiege Lindenberg zeigen einen gewaltigen Kälteeinbruch, der sich irgendwann zwischen dem 22. 20 h und dem 23. 8 h abgespielt hat: die Temperatur geht in dieser Zeit in 500 m Höhe um 9⁰, in 1700 m noch um rund 5⁰ zurück. Am 23. 8 h findet sich über 1700 m eine scharfe Inversion, die die einbrechende Kaltluft nach oben begrenzt. Sie ist so stark, die potentielle Temperatur in 1900 m so hoch (22.5⁰ C, während in 122 m $\theta = 10.7^0$ C), daß eine Ernährung des Cb vom Boden in keiner Weise in Frage kommt. Nur das tiefe Gewölk (Ns) kann vom Boden aus ernährt werden ($h_k = 370$ m).

Die Registrierungen Potsdam bestätigen durchaus diese Aussagen: Der Sprung auf W-Wind, das Auffrischen und der Druckanstieg setzen schon um 02⁵⁵ ein, d. h. fast eine halbe Stunde vor dem ersten Donner, fast 3/4 Stunden vor dem Regenbeginn und fast eine Stunde vor der (schwach ausgesprochenen) Böe. Das Gewitter spielt sich also deutlich oberhalb der eingebrochenen Kaltluft ab. Auch im großen gesehen liegt die Druckspitze deutlich im Gebiet des Druckanstieges.

Obwohl das Gewitter aus SW zieht, erfolgt die Böe überwiegend aus W—WNW. Das ist eine Folge davon, daß das Gewitter nicht zentral, sondern im NW vorüberzieht. Die Böe ist bemerkenswert schwach, sie geht nur ganz unwesentlich über die Translationsgeschwindigkeit der Kaltluft hinaus.

Zusammenfassung. Der Gang von Windrichtung, Windgeschwindigkeit und Druck zeigen, daß das Gewitter nach dem Einbruch der Kaltluft auftritt. Es handelt sich also um ein ausgesprochenes Einbruchsgewitter.

Nr. 7. 14. 2. 1916, 15. 2. 1916.

- 14. 23²⁸ Schwere Böe mit Druckspitze ohne Gewitter.
- 15. 00²⁸ Schwere Böe mit Druckstufe ohne Gewitter.

Potsdam	1916		
	14. 2.	15. 2.	16. 2.
Max. 21 h.	6.6	(6.5)	7.7 ⁰ C
Min. 21 h.	1.2	0.1	—2.9 ⁰ C
☉	0.0	0.6	0.0 h
☉ 0/24	4.6	0.7	11.8 mm WS
Druck	54.8	40.7	30.8 mm Hg
Zeit	7	14	21 h
Wind.	SSW 3	S 2	WSW 6 Beauf.
Zeit	7	14	21 h

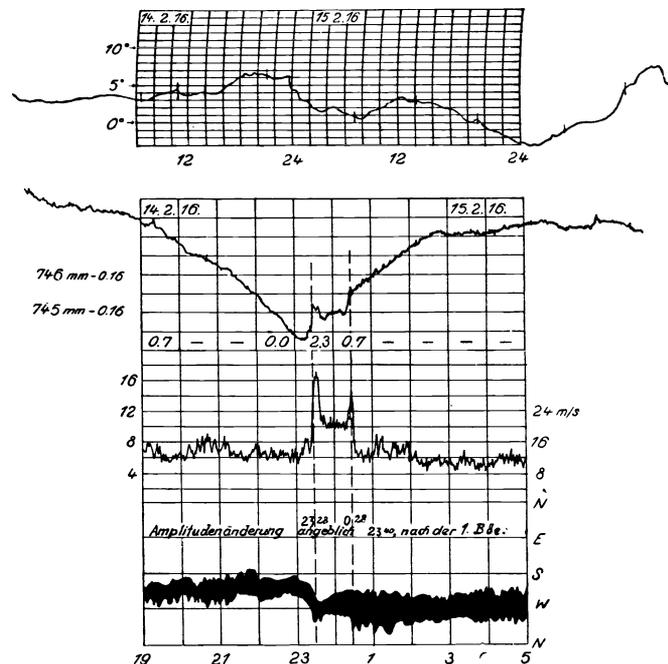


Abb. 8. Registrierungen Potsdam vom 14./15. 2. 1916.

Hydrometeore:

14. mehrfach $\odot^0, 1, 2$, \odot^{III} 23²⁵.
 15. \odot^{III} 00¹⁵, \odot^1 bis 00⁵⁰.
 16. \times^1 07³⁰—11h, später \odot mit Unterbrechungen.

Wolken:

14. meist bedeckt. 8h 10 Sc WSW, 12h 10 Ns SW, 14h 10 Ns SSW, 21h 7 Ac W.
 15. nachts aufreißend, tags meist bedeckt. 6h und 7h wolkenlos, 8h 7 Ac W, 20h 9 Ac NW, 22h und 24h wolkenlos.
 16. nachts aufreißend, tags meist bedeckt.

Lindenberg:

14. 7h bis 20h 10 Ns, \equiv^0 . 9h bis 18³⁰ häufig \odot tr. und \odot^0 . Nach 20h „Rückseitenbewölkung“, Sc, Fcu.
 15. Bew. bis 7h abnehmend bis I Sc, Fns. Ab 8h Ci, Cs, 9h schon 9, 12h 10. 14h 10 As, 14h bis 20h auch Ns. Dann wieder Abnahme.

Weitere \mathbb{K} :

15. Dresden früh \mathbb{K} . Swinemünde 14./15. nachts „ \odot - und \times -Böen“. Ausgedehntere \blacktriangle - und \triangle -Fälle am 14. (nachts 14./15.?) (Ergeb. der Beob. Preuß. Inst. Nr. 304, S. XII).

Wetterlage:

14. 8h T-Ausläufer 755 Nordsee. Warmfront Holland +10°, WSW 4—7. 14h Warmfront Kassel—München +8, +6° WSW 3—6. 19h Warmfront östl. Berlin—Dresden +7, +8°, S 2, WSW 3.
 Kaltfront Holland, De Bilt und Helder +4, +5°, W 6—8 (während Aachen, Hannover, Berlin, Kassel, Magdeburg, Dresden, Metz, Frankfurt, Bamberg, Mühlhausen 9—7° C).
 15. 8h T-Ausläufer 740 Skagerrak, Weststurm über der Ostsee, ganz Deutschland bis auf Baden und Elsaß-Lothringen von Kaltluft überflutet, mit deutlichem Hochdruckkeil über Weser und Elbe (De Bilt, Vlissingen, Aachen \times). Woher die Kaltluft kommt, ist an den Bodenbeobachtungen schwer zu erkennen: 1. Obwohl es nachts vielfach aufreißt, ist mit Strahlungsabkühlung nicht zu rechnen; das verhindert die starke bis stürmische Luftbewegung. 2. Die bereits am 14. 19h bis zur Nordsee vorgedrungene maritime Kaltluft (Hanstholm +1°) kann nicht auf der Rückseite des Tiefausläufers mit NW-Wind nach Deutschland vordringen. Denn die Windregistrierung von Hamburg zeigt vom 14. 16h bis 15. 8h SSW—WSW. Selbst wenn man die Registrierung nicht für ganz NW-Deutschland als repräsentativ ansähe, so müßte doch lange anhaltender NW geherrscht haben, um das Fortschreiten der maritimen Kaltluft bis zum Main erklären zu können. Von einem NW-Wind ist aber nirgend wo etwas angedeutet. 3. Bleibt als letzte Möglichkeit die am 14. 19h über Holland erschienene Kaltluft. Das würde eine Bodenwindgeschwindigkeit von 33 m/s verlangen, während die Beobachtungen bestenfalls die Hälfte ergeben.

Höhenwinde Lindenberg:

14. 10³⁸ D.-Ab. 122 m SW 6, 500—1000 m W 11—12,
 1500—2500 m WzS 10—13,
 3000—3500 m SWzW 15—16,
 4000—5000 m WSW 18—20.
 14. 13³⁰ D.-An. 122 m SW 6,
 500—2500 m SW 12—14, 3000 WSW 17.
 14. 21⁰⁶ D.-Ab. 122 m SSW 7,
 500—1000 m WzS 17—18, 1500 WzN 20.
 15. 09⁵⁹ D.-Ab. 122 m WzS 10, 500—3000 m WzN 16—18.
 15. 15⁰² B.-Ab. 122 m S 3, 500—2000 m SSW 3—2.

Die Aerologischen Aufstiege Lindenberg zeigen am 14. deutlich das Eindringen der Warmluft. Die Bodeninversion ist nicht durch Strahlung, sondern Abkühlung vom Boden her entstanden, da vom 9.—13. östlich des Rheins die Lufttemperatur dauernd um 0° C lag und erst am 13. von W nach E langsam ansteigt. Vom 14. zum 15. erfolgt ein Kälteeinbruch bis über 3000 m Höhe hinauf, der in 1500 m Höhe eine Temperaturerniedrigung von mehr als 8° bringt. Die Kaltluft hat unten (122—1500 m) einen großen Temperaturgradienten (0.81° C/100 m) und ist, vor allem über 1000 m Höhe trocken.

Registrierungen Potsdam. Im Großen gesehen spiegelt der Luftdruckgang zunächst den Vorbeizug des scharf ausgeprägten Tiefdruckausläufers wieder. Der tiefste Punkt der Kurve liegt auf der Konvergenzlinie, auf deren E-Seite SW-, auf deren Rückseite W-Wind herrscht. Infolge der starken Luftbewegung und der daraus hervorgehenden vertikalen Durchmischung bleibt die Temperatur auch in der Nacht so hoch wie am Abend. Der erste Temperaturfall um 23³⁰ fällt zeitlich mit einer Druckspitze, einer Böe (16 m/s) und einem starken Regenschauer zusammen. Ein zweiter Temperaturfall am 15. 00³⁰ bringt eine positive Druckstufe und eine noch stärkere Böe (26 m/s) bei nur geringem Niederschlag. Da hinterher die Temperatur nicht ansteigt, sondern trotz starker vertikaler Durchmischung fällt, so geht die Temperaturerniedrigung in der Hauptsache auf einen Luftmassenwechsel zurück, der — infolge der starken Durchmischung — nicht als eine dünne, durch Regen erzeugte Kaltfluthaut aufgefaßt werden kann (in Übereinstimmung mit den Aufstiegen von Lindenberg).

Zusammenfassung. Die mittleren Bodenwinde und relative Feuchte in der Nacht vom 14./15. Febr. in Potsdam sind:

h	20—21	21—22	22—23	23—24	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11
m/s . .	7.4	6.8	6.6	10.7	12.7	13.9	11.6	11.0	12.0	12.1	11.2	9.2	8.7	6.7	6.0
% . . .	SW	SW	SW	SW	W	W	W	W	W	W	W	W	WSW	WSW	SW
	95	95	94	93	87	82	81	76	74	75	78	81	73	71	71

2*

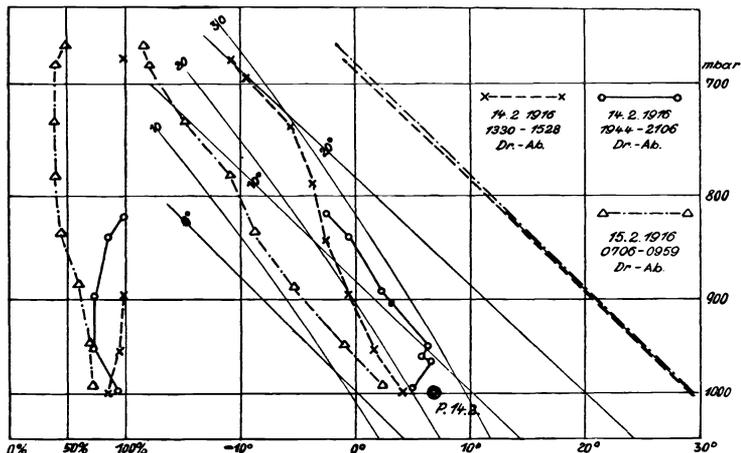


Abb. 9. Aerolog. Aufstiege Lindenberg vom 14./15. 2. 1916.

Die Bodenwindgeschwindigkeit ist also nach der Böe für etwa 7 Stunden (d. h. bis 15. 7h) doppelt so groß wie vor der Böe. Es ist wohl anzunehmen, daß für die Höhenwinde ungefähr ein gleiches gilt. Diese wären also in der Kaltluft zwischen 500 und 3000 m auf etwa 30—35 m/s \cong 108—126 km/h zu veranschlagen, kein unvernünftig hoher Wert. Dann würde die Kaltluft, die am 14. 23³⁰ in 500 m Höhe aus WzS bis WzN eindringt, am 14. 19h etwa 400—500 km westlich von Potsdam liegen, d. h. im östl. Holland. Dort ist tatsächlich Kaltluft um diese Zeit zu finden: 14. 19h De Bilt W 6, +4° C; Helder W 8, +5° C, während 14. 14h die Temperaturen in Holland noch durchweg zwischen +7° und +10° liegen, wie um 19h noch im südlichen Holland: Vlissingen W 7, +8° C. Demnach kommt also die Kaltluft in Holland am 14. vor 19h an (am 15. liegen da die Temperaturen wie im nördlichen Deutschland bei +1° und +2° C).

Der Entwicklungsgang stellt sich also wie folgt dar: Auf der Südseite einer scharf ausgeprägten Randstörung über der Nordsee dringt Kaltluft ostwärts vor und erreicht die holländische Küste am 14. etwa 19h. Bei dem weiteren Vordringen nach Ost werden die unteren Schichten über Land stark abgebremst, während in 500 m Höhe die Windgeschwindigkeit 100 km/h \cong 27m/s überschreiten dürfte. Die Kaltluft eilt also in der Höhe vor und die Schichtung wird instabil. Bei jedem Übergang zu einer stabileren Schichtung, jedem „Umsturz“, wird erhebliche potentielle Energie frei, die sich am Boden in horizontale Böen umsetzt.

Ob dabei tatsächlich potentiell kalte über warme Luft zu liegen kommt, ist nicht zu entscheiden, erscheint auch nicht notwendig. Es genügt schon, daß der Vorderrand der Kaltluft durch die oben rasch fließende Kaltluft sehr steil gehalten wird. Vergleicht man die Bodentemperatur der Warmluft von Potsdam von 14. 23³⁰ (6.8° C) mit dem ersten Lindenberger Aufstieg der Kaltluft, so findet sich dort die potentielle Temperatur von 6° C in der Kaltluft erst in 1560 m: Die unter 1560 m liegende Kaltluft ist potentiell kälter als die Warmluft am Boden und wird daher irgendwo umgestürzt werden. Bei der aufsteigenden Warmluft wird dann noch Kondensationswärme frei: sieht man von der nächtlichen Feuchteanreicherung am Boden ab und setzt $f = 70\%$, statt wie beobachtet 93%, so wird für $\theta = +6^\circ$ C bei adiabatischem Aufsteigen der Warmluft Sättigung bereits bei 700 m Höhe erreicht. — Wie dieser Umsturzvorgang im einzelnen vor sich geht, wird im Abschnitt II, 4, S. 52 erörtert werden. Einen ähnlichen Fall habe ich bereits früher angemerkt (Einbruch der KL₁ am 26./27. 1. 1932, Forsch.-Arb. Danzig, Heft 5).

Nr. 8. 27. 2. 1912.

Nr. 9. 27. 2. 1912.

Nr. 8. 14¹⁸ Winter- \mathbb{K} im N aus WNW mit Druckspitze und starker Böe.

Nr. 9. 16⁰⁰ Winter- \mathbb{K} im S mit kleiner Druckspitze und sehr starker Böe.

Potsdam	1912			
	26. 2.	27. 2.	28. 2.	29. 2.
Max.	8.2	10.0	9.4	17.5° C
Min.	0.5	4.2	6.6	6.4° C
○	3.9	1.3	—	8.0 h
● o/24	—	6.0	0.1	— mm WS
Wind	SE 2	W 6	W 2	S 3 Beauf.
Zeit	7	21	21	14 h
Druck	55.8	55.9	60.0	56.2 mm Hg
Zeit	7	21	21	14 h

Hydrometeore:

26. nichts.

27. vorm. mehrfach ●⁰, ○⁻¹; \mathbb{K} ¹ 14⁰⁰—14¹⁵ aufgetreten in WNW, zog vorüber in N, wahre Zugrichtung aus WNW, 1. T 14⁰⁰, Ende 14³⁰. Wind v. w. n. Gew.: SW 4, W 8, WSW 6?, ●²▲ 14¹⁶—14³⁰, \mathbb{W} aus W 14¹⁸. \mathbb{K} ⁰ zog vorüber im S, 1. T 15³⁶, ●⁰.Schauer 15³⁶, \mathbb{W} 16⁰⁰ aus W 8—9.

Wolken:

27. Ns, Sc 7h bis 14h aus W; 14h Ac aus W, Fns aus SW, 16h aus W, 18—21h Fns, Sc aus WNW.

Lindenberglage:

27. nachm. mehrere Regenböen mit T, 15¹⁵ \mathbb{K} -Böe aus W, ●¹ und wenig ▲.

Weitere \mathbb{K} :

27. Hannover, Berlin 15h, Grünberg T 17h, Dresden 17—17⁵⁰, Reitzenhain 18³⁰.

Veröffentl. Preuß. Met. Inst. Nr. 282, Th. Arendt, Ergeb. Gewitterbeobachtung 1911/12:

„An einem nur wenig deutlichen Ausläufer einer Depression . . . zogen in einem von der unteren Weser nach Posen verlaufenden, reichlich 100 km breiten Landstreifen die von zahlreichen Stationen gemeldeten \mathbb{K} vom W nach E. ▲- und △-Fälle, sowie \mathbb{W} begleiteten die elektrischen Erscheinungen. Die in und bei Butzen im Spreewald vorgekommenen Verwüstungen, wo z. B. eine Scheune von ihrem Fundament abgehoben und versetzt wurde, sind dem Auftreten einer Windhose zugeschrieben worden.

Jb. der sächs. Landeswetterwarte 1912, S. 226: „Dieses \mathbb{K} zog in einem Streifen, welcher sich von der unteren wilden Weißeritz (Tharandt) bis zur Elbe bei Meißen . . . erstreckte, von W nach E über das Elbtal nach der Wesnitz . . . und Hohnstein (sächs. Schweiz) in der Zeit von 16—18h . . .“.

Wetterlage:

27. 8h H 770 Südfrankreich bis Ungarn, T 735 nördl. Eismeer mit Ausläufer Faröer. Maritime Warmluft von W her eindringend. 14h scheint der (abgeschwächte) Ausläufer bis Norweg. Küste vorgedrungen zu sein. Die Warmfront ist schon über die Linie Danzig—Breslau—Wien ostwärts vorgedrungen.

Helder—Swinemünde—Danzig—Memel +8.. +8.. +5.. +2° C
Metz—Kassel—Dresden—Breslau +13.. +11.. +11.. +10° C

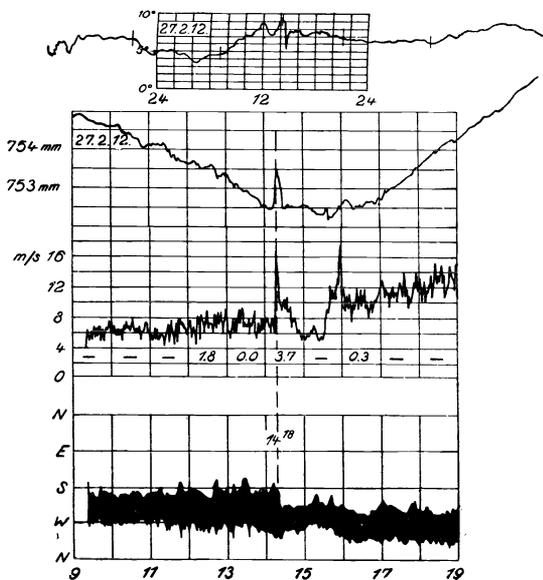


Abb. 10. Registrierungen Potsdam vom 27. 2 1912.

20h: Warmfront etwa Danzig—Warschau—Lemberg—Hermannstadt
 Helder—Swinemünde—Danzig +7.. +7.. +4° C
 Aachen—Magdeburg—Bromberg +10.. +9.. +7° C
 Karlsruhe—Wien—Budapest +12.. +11.. +12° C.

Höhenwinde Lindenberg:

- 26. 15⁵⁴ B.-Ab 122—1000 m W—WNW 2—3, 1500—1800 m WNW 7—6 m/s.
- 27. 08²⁵ D.-An. 122 SW 7, 500 m WSW ca. 14, 1000—2940 m W ca. 16—25 m/s.
- 14⁰² D.-An. 122 SW 11, 500—1550 m W 23—22 m/s.
- 28. 08²⁰ D.-An. 122 SW 6, 500 m WSW 17, 1000—2300 m WzS—W 19—24 m/s.

Aerologische Aufstiege Lindenberg. Da die Gewitterböe in Lindenberg erst 15¹⁵ einsetzt, zeigen beide Aufstiege vom 27. die Verhältnisse vor der Böe an. Diese sind gekennzeichnet durch deutliche Feuchtlabilität, da hier die notwendige Sättigung vom Boden bis rund 1500 m vorhanden ist. Andernfalls wäre das Gewitter gar nicht zu erklären, da selbst 14h (nach Beseitigung einer kalten Schicht am Boden) in den unteren 1500 m der Temp.-Gradient 0.6° C/100 m beträgt. Vom 27. zum 28. treten merkliche Temperaturänderungen bis ≥ 2300 m Höhe nicht ein.

Registrierungen Potsdam. Die erste Böe (16 m/s) ist mit einer steilen und starken Druckspitze, die zweite, sogar ein wenig stärkere Böe nur mit einer abgeflachten und schwachen Druckspitze verbunden. Beide Böen fallen mit einem Sprung der Windrichtung zusammen. Die Temperatur läßt keinen Luftmassenwechsel erkennen. Das auslösende Moment scheint vielmehr eine hochgelegene Front zu sein, welche die Windrichtungsänderungen in Potsdam hervorruft. Dafür spricht, daß auch die starke Luftbewegung über Deutschland am 27. nachm., die in Potsdam ein Stundenmittel von 13 m/s erreicht, ohne Zweifel durch das starke Druckgefälle hervorgerufen wird, das von oben aufgeprägt ist. — Eine Stabilisierung findet nur insofern statt, als vom 27./28. die Feuchte abnimmt. Die vertikale Temperaturverteilung bleibt merklich dieselbe.

Zusammenfassung. Das Gewitter bildet sich weit hinter der Warmfront in der von W anströmenden, in Richtung W—E isothermen Warmluft, die in der Vertikalen bis mindestens 2300 m gegen trockenadiabatische Verschiebungen durchaus stabil ist. Das Gewitter kann daher nur durch Feuchtlabilität erklärt werden. Tatsächlich ist die Luft vom Boden bis mindestens 1500 m Höhe gesättigt.

3. Einzelfälle von Gewitterflauten und Gegenwindböen.

Nr. 10. 20. 5. 1924.

Nr. 11. 21. 5. 1924.

20. 16¹⁵ Fern- \mathbb{R}^1 aus W mit Druckspitze und Gegenwindflaute

21. 05⁴⁸ Nah- \mathbb{R}^1 aus W mit Druckspitze und Gegenwindflaute.

Potsdam	1924		
	19. 5.	20. 5.	21. 5.
Max.	26.9	18.4	14.1° C
Min.	9.3	12.0	10.7° C
☉	6.2	0.3	0.0 h
☉ o/24	0.0	1.5	11.2 mm WS
Druck	49.7	52.6	55.1 mm Hg
Zeit	21	7	21 h
Wind	W 4	E 2	E 4 Beauf.
Zeit	21	7	21 h

Hydrometeore:

20. \equiv^0 tagsüber, $\infty^1, ^2$ mittags, Fern- \mathbb{R}^1 W—ESE 14⁴⁵—16⁴⁵, \odot^{1-2} 15⁴⁵ bis 17h, mehrfach T¹ nach 18h.

21. \equiv^{0-1} a. m., Nah- \mathbb{R}^1 W—E 05³⁰—6h, \odot^2 05³⁰—06¹⁵, Nah- \mathbb{R}^1 NNE—ENE 12h—12¹⁵.

Lindenberg:

20. dauernd St 9/10 bis 10/10, zeitw. \odot tr., 17³⁰ Cb, Ns, T, \odot^1 bis 18³⁰. Dann 9/10 St, Cu, Ns.

21. dauernd 10/10, zeitw. \odot tr.

Weitere \mathbb{R} :

19. 14h-Meldung: Fichtelberg, Frankfurt, Magdeburg, Hamburg.
 19h-Meldung: Löningen, Hamburg, Kahler-Asten, Brocken, Magdeburg, Berlin, Breslau.

20. 8h-Meldung: Aachen, Löningen, Berlin, Grünberg, Breslau, Frankfurt a. M., Kahler-Asten.

20. 14h-Meldung: Breslau. 19h-Meldung: Aachen, Löningen, Brocken, Magdeburg, Breslau, Friedrichshafen, München, Karlsruhe, Bamberg.

21. 8h-Meldung: Brocken, Magdeburg, Dresden, Grünberg.

21. 14h-Meldung: Berlin, Fichtelberg. 19h-Meldung: Brocken, Fichtelberg, Dresden, Friedrichshafen, Karlsruhe.

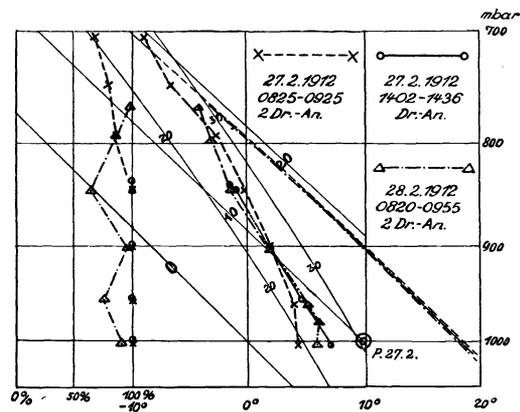


Abb. 11.

Aerolog. Aufstiege Lindenberg vom 27./28. 2. 1912.

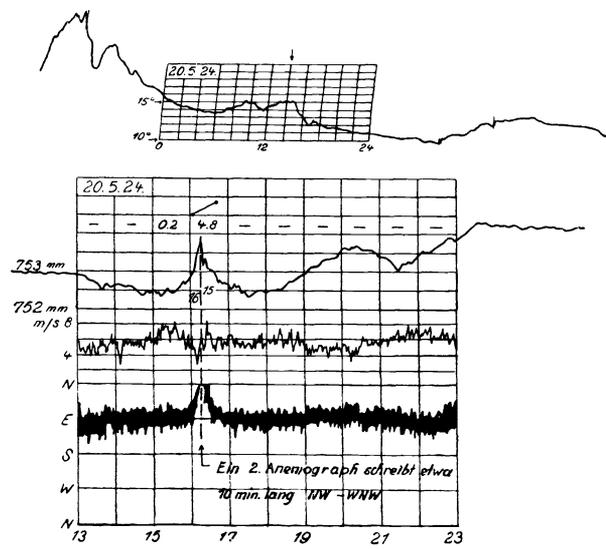


Abb. 12. Registrierungen Potsdam vom 20. 5. 1924.

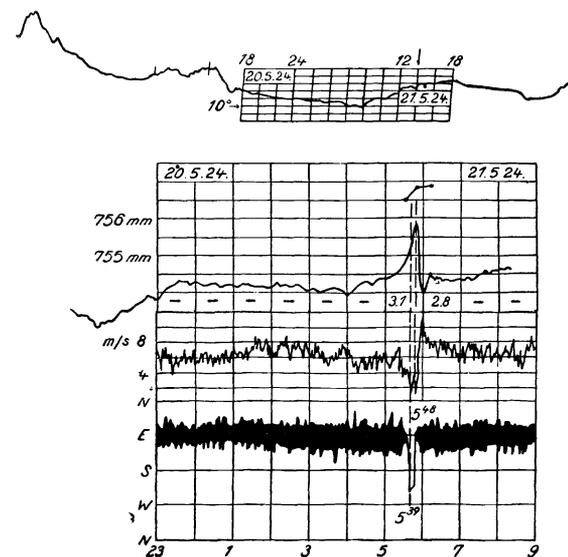


Abb. 13. Registrierungen Potsdam vom 20./21. 5. 1924.

Wetterlage:

Weit ausgedehnter Kaltlufteinbruch hinter einer am 19. durch Norddeutschland ENE-wärts abziehenden Depression.

20. 14h Südl. Lönigen—Magdeburg—Breslau +21.. +28°, Winde umlaufend.
Nördl. Lönigen—Magdeburg—Breslau +8.. +15°, E—N-Winde.
20. 19h Südl. Lönigen—Magdeburg—Breslau +21.. +27°, Winde umlaufend.
Nördl. Lönigen—Magdeburg—Breslau +11.. +19°, ENE—NE-Winde.
21. 8h SW-lich Lönigen—Breslau—Kaschau +17.. +20°, schwache SW-Winde.
NE-lich Lönigen—Breslau—Kaschau +12.. +6°, frische E—NE-Winde.

Schärfer als hier angegeben, läßt sich die Kaltfront nicht festlegen. Sie bewegt sich sicher in Richtung NNE—SSW, überschreitet Potsdam am 20. 5h, dürfte aber am 21. 8h Weimar (200 km von Potsdam) noch nicht erreicht haben.

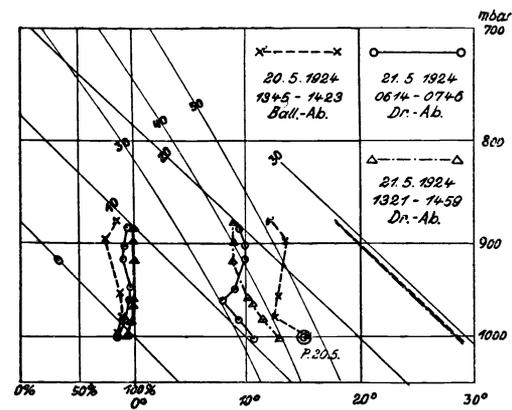


Abb. 14.

Aerolog. Aufstiege Lindenbrg vom 20./21. 5. 1924.

Höhenwinde Lindenbrg:		122	300	500	1000	1200 m
20. 14 ²³	B.-Ab.	NE 4	ENE 5	SW 3	WSW 6	WSW 7
21. 07 ⁴⁶	D.-Ab.	ENE 6	E 10	ESE 12	ESE 9	E 5
						1100 m

Die Aerologischen Aufstiege Lindenbrg reichen nicht hoch hinauf. Sie ergeben aber bereits für den 20. 14h den Nachweis der Kaltluft bis 1000 m Höhe, ebenso am 21. 7h. Am 21. 14h scheint die Kaltluft noch höher hinaufzureichen. Die Erwärmung am 21. selbst geht auf den Tagesgang zurück. Die Feuchte ist bis zur Gipfelhöhe groß, am 21. herrscht praktisch Sättigung. Doch ist bis zur Gipfelhöhe die Temperaturabnahme so gering, daß zwischen ihr und dem Boden selbst um die Mittagszeit keine Feuchtlabilität herrscht. Die Kaltluft nimmt daher an den Vertikalbewegungen keinen wesentlichen Anteil.

Registrierungen Potsdam. Am 20. dürfte die erste Kaltluftstaffel zwischen 4 und 5h eintreffen, wo die Windrichtung von WNW auf NNE dreht (Stundenmittel des Bodenwindes nur 3.2 m/s!), die zweite am 20. 15h (vgl. Thermogramm). Der Luftdruckgang zeigt bei den Gewittern am 20. 16¹⁵ und 21. 05⁴⁵ nur Spitzen, also nur den Vorbeizug eines räumlich eng begrenzten Kaltluftkörpers und nicht den Einbruch einer ausgedehnten Kaltluftmasse oder einen Steilrand in der Einbruchfläche. Mit anderen Worten: Der Luftdruckgang deutet darauf hin, daß die beiden Gewitter in Potsdam von der darunter gelegenen Kaltluft ganz unabhängig sind. Das zeigen eindeutig die Windregistrierungen in Verbindung mit der Gewitterzugrichtung. Beide Gewitter ziehen von Westen nach Ost, gerade entgegengesetzt dem Bodenwind. Die starken Spitzen sind am Boden nicht von Böen — wie zu erwarten wäre —, sondern von Flaute begleitet. Das kann nur so erklärt werden, daß die Druckverteilung, die normalerweise unter dem Cb herrscht, nämlich Anstieg auf der Vorderseite, Abfall auf der Rückseite, der unteren, 1000 m dicken Schicht aufgeprägt wird. Es wird also auf der Vorderseite der Spitze ein von W nach E gerichteter Druckgradient der unteren Strömung aufgeprägt, der die untere von E nach W gerichtete Bewegung in die entgegengesetzte Richtung umdreht. — Kinematisch kann das auch so dargestellt werden: Bezeichnet man die durch das Gewitter allein erzeugte Strömung als Störwind, die an der Großwetterlage am Boden bedingte Strömung als Grundwind, so schwächt auf der Vorderseite, wenn Gewitterzug und Grundwind entgegengesetzt sind, der Störwind den Grundwind oder kehrt ihn gar um. Dann folgt weiter, daß auf der Rückseite der Störwind den Grundwind verstärkt, was ungewöhnlich schön am 21. 6h in der kräftigen Ostböe in Erscheinung tritt!

Zusammenfassung. Am 20. dringt arktische Kaltluft aus NE nach Brandenburg ein, in Potsdam etwa zwischen 4—5h. Im Laufe des Vormittags verschiebt sich die etwa WNW—ESE verlaufende Front, soweit das dürftige Material das sicherstellt, nur wenig normal dazu (d. h. von NNE nach SSW), wohl kaum um 100 km in den 6 Stunden 8—14h; das würde eine Normalkomponente der Frontgeschwindigkeit von rund 5 m/s ergeben. Dabei schwillt die Kaltluft in Lindenbrg bis 14h auf 1000 m Dicke an. Die Warmluft strömt von WSW—W heran: Aachen 8h 1000—3000 m WSW 4—18, Dresden 7h 1000—2500 m W 3—11, Prag 14h 1000 bis 2000 m W 9—22 m/s. In dieser Warmluft bilden sich zahlreiche Gewitter, teils weit vor der Front (Süddeutschland, so in Friedrichshafen Max. 26°, Bamberg Max. 27°, München Max. 28° und Westdeutschland, so in Aachen Max. 23°), teils an der Front (so wahrscheinlich in Lönigen, Magdeburg, Breslau). Vielleicht ist auch das Potsdamer Gewitter von 16¹⁵ an der Front entstanden. Nachweisbar ist das nicht. Wie dem auch sei, für die Entstehung des Gewitters ist der Zustand der Warmluft bestimmend, der anscheinend durch große Temperaturgradienten gekennzeichnet ist: die potentielle Temperatur oberhalb der Kaltluft in 1000 m Höhe ($\theta = 23^\circ$) findet sich am Boden im Westen (Aachen) und wird sogar in SW und S noch überboten (s. o. und Frankfurt a. M. 28°).

Soweit die Entstehung des Gewitters am 20. Über die Vorgänge zu der Zeit, zu der sich das Gewitter über Potsdam befindet, gilt dagegen folgendes: der Luftdruckgang während des Gewitters — eine freistehende Spitze — deutet in keiner Weise einen nun etwa beginnenden Steilrand in der Kaltluftbegrenzung an. Von einem Emporwerfen der Warmluft durch die Kaltluft kann daher hier in keiner Weise gesprochen werden. Vielmehr kann — wie bei normalen Wärmegewittern — die Druckspitze nur als Begleiterscheinung der Gewitterwolke, als das Abbild eines vom Gewitter erzeugten Kaltluftberges aufgefaßt werden, der mit dem Gewitter oberhalb der 1000 m dicken Kaltluftschicht mitzieht. Das beweist der Gang von Windrichtung und -geschwindigkeit, die einen von WNW nach ESE gerichteten Störwind ergeben, der durchaus der Zugrichtung des Gewitters entspricht.

Über das Gewitter am 21. 05⁴⁵ gilt im wesentlichen dasselbe: das Gewitter zieht von West heran (entsprechend Prag und Eger 21. 8h 1000—2000 m W—WNW 7—13 m/s), wird aber weiter im Westen Kurs SW—NE gehabt haben (entsprechend Stuttgart, Frankfurt und Aachen 21. 7h 1000—3000 m SW 5—9—7 m/s). Nimmt man als mittlere Reisegeschwindigkeit nur 7 m/s \cong 25 km/h und als Entstehungszeit den späten Termin vom 20. 18h an, so hätte das Gewitter den (wohl gering gemessenen) Weg von 300 km zurückgelegt, käme also von der Linie Kassel—Coburg. Wenn es auch wenig wahrscheinlich ist, daß die Kaltluft bis zu dieser Linie vorgedrungen ist, es sich also kaum um ein Einbruchsgewitter handelt, so muß die Frage nach der Entstehung aus Mangel an Material unentschieden bleiben. Die Vorgänge über Potsdam stellen sich genau so dar wie am 20. 16¹⁵, nur sind die Verhältnisse noch viel deutlicher ausgesprochen.

Registrierungen Potsdam. Mit dem Druckanstieg ist eine scharfe Flaute und eine Drehung des Bodenwindes von E auf NW verbunden. Nimmt man als ungestörten Wind E 6 m/s, als Resultante NW 3 m/s, so findet man als Störwind WNW 8 m/s. Er liegt so weit von der SW-lichen Zugrichtung ab, daß für ihn eine Erklärung gegeben werden muß. Das Gewitter zieht nicht zentral, sondern in W oder NW vorüber. (Es wird nur Wetterleuchten beobachtet.) Offenbar ist die Böenlinie nicht gradlinig, sondern mehr oder weniger halbkreisförmig, der Böenwind also radial gerichtet, so daß er aus W kommt, zumindest eine starke westliche Komponente enthalten muß.

Zusammenfassung. Um den Ursprung des Gewitters zu finden, geht man in Richtung des Höhenwindes zurück um eine Strecke, die der Luftversetzung in der Höhe in der Zeit vom 1. 15h (Zeit des Temp.-Max.) bis 2. 2h entspricht. In 2000m Höhe dürfte der das Gewitter tragende Höhenwind etwa SSW 6 m/s \cong 22 km/h (Mittel zwischen 1. 21h und 2. 6h) betragen haben. Damit ergäbe sich das Erzgebirge als Entstehungsort. Das wäre dynamisch gut verständlich und mit den Temperaturmaxima in Bamberg und Prag und dem Gewitter in Bamberg in Übereinstimmung. Das Gewitter wäre dann auch als Wärmegewitter zu bezeichnen, das über die starke (Nacht-?)Inversion angetrieben wird. Aber die Aufstiege zeigen, daß in der Nacht vom 1. zum 2. zwischen 680 und 1500 m eine Temperaturzunahme eintritt, die bis 3° beträgt, eine Erscheinung, die Scherhag bei sehr vielen Nachtgewittern festgestellt hat. Das Teilchen in 680 m Höhe (940 mb, 20.5° C, 50%) besitzt aber eine Kondensationshöhe von 2870 m, es müßte um 6° erwärmt werden, um dorthin zu gelangen. Dafür liegt aber keine Möglichkeit vor, so daß die Erklärung als Einschubgewitter entfällt und nur die des angetriebenen Wärmegewitters bleibt. Selbstverständlich trägt aber die Erwärmung oberhalb 680 m merklich dazu bei, das angetriebene Wärmegewitter so lange am Leben zu erhalten.

Da das Gewitter nicht zentral, sondern im W vorbeizieht, so ist der Störwind von WNW nach ESE gerichtet, d. h. fast rechtwinklig zur Zugrichtung des Gewitters, eine Folge des Umstandes, daß die Gewitterwolke kein zweidimensionales, sondern ein dreidimensionales Gebilde ist. Der Störwind schlägt durch, dreht die Windrichtung von E auf NW, doch reicht er nur aus, um eine deutliche Flaute zu erzeugen.

Nr. 13. 18. 7. 1918.

Nr. 14. 18. 7. 1918.

Nr. 13. 02⁰⁸ $\bar{\Gamma}$ ² aus W mit Druckspitze und Gegenwindflaute.

Nr. 14. 06³² $\bar{\Gamma}$ ² aus W mit Druckstufe und Gegenwindflaute.

Potsdam	1918		
	17. 7.	18. 7.	19. 7.
Max.	29.7	27.6	24.5° C
Min.	15.5	17.9	15.2° C
☉	6.7	5.8	10.2 h
☉ 7h	0.3	9.2	3.8 mm WS
Wind.	E 1	ESE 3	WNW 4 Beauf.
Zeit	7	7	7 h
Druck	54.5	51.8	56.9 mm Hg
Zeit	7	7	7 h

Hydrometeore:

- 17. ☉⁰ 07⁰⁰—07³⁰.
- 18. $\bar{\Gamma}$ im W 00¹⁰—2h; $\bar{\Gamma}$ ² aus W 02⁰⁷—3³⁰, $\bar{\Gamma}$ ¹ aus W 05²⁵—07¹⁵,
☉²⁻¹ 2—3h, 06²⁶—9h m. U.; ☉tr. um 17h.
- 19. $\bar{\Gamma}$ ¹ in SW 02⁵²—03³⁰, ☉² 01⁵⁰—03⁴⁵ m. U.

Wolken:

- 17. 18h Ci aus W.
- 18. 7h Cb aus SW, 10h Ci aus WSW.

Lindenberg:

- 17. 17h 5/10 Ci, Cs, As, Ac, Sc.
- 18. nachts 9—10; 00³⁰ großer $\bar{\Gamma}$ -Zug aus SW (!) ohne Unterbrechung bis 5h. Dann 7—10 Cb, Sc und Cu und häufig T bis 10h. Dann ruhiger, 6—8 Ci, Sc, Cu. Nach 17h $\bar{\Gamma}$ ¹ aus W zieht größtenteils im S vorbei bis 19h. Dann abnehmende Bew. Nachts 18./19. $\bar{\Gamma}$ ringsum.

Weitere $\bar{\Gamma}$:

- 17./18. nachts: Borkum, Kiel, Aachen, Kassel, Hannover, Dresden, Grünberg, Mülhausen, Bamberg.
- 18. früh Magdeburg 5h, Berlin, Friedrichshafen.
- 18. tags Borkum, Swinemünde 14²⁵; Hannover 13h, Dresden, Grünberg 16⁰⁶, Bromberg, Friedrichshafen, München.
- 18./19. nachts erneute $\bar{\Gamma}$.

Wetterlage:

- 17. 19h. H 762 $\frac{1}{2}$ Schweden, Ostpreußen, Baltikum. $\bar{\Gamma}$ -Sack 757 $\frac{1}{2}$ Elsaß-Lothringen. Deutschland bis auf einzelne Störungen E-Wind.

Temperatur-Maxima:

- 36—35° Karlsruhe, Mülhausen, Budapest.
- 34—33° Metz, Frankfurt am Main.
- 32—31° Bamberg, München, Friedrichshafen, Kassel, Prag.
- 30—29° Dresden, Magdeburg, Aachen, Hannover, Berlin, Wien, Serajevo.
- 28—27° Brüssel, Keitum, Hamburg.
- 26—25° Wilhelmshaven, Wustrow, Breslau, Grünberg, De Bilt, Vlissingen, Krakau, Hermannstadt, Swinemünde, Bromberg.
- 24—23° Borkum, Königsberg, Kiel.
- 22—21° Rügenwaldermünde, Helder.
- 20—19° Memel, Danzig.

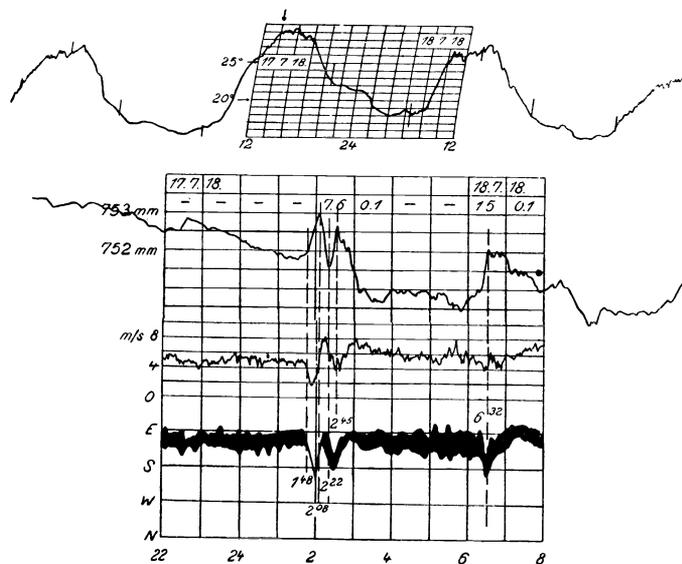


Abb. 17. Registrierungen Potsdam vom 17./18. 7. 1918.

Auf der Vorderseite des Tiefdruckauslaufes (SW-Deutschland) liegt extrem warme subtropische Luft (auf der Vorderseite des Hochdruckgebietes, im Weichselgebiet, dagegen kühle, polare Luft).

18. 8h H 765 nördl. Ostsee, ∇ -Sack Wilhelmshaven—Wien. Auf der Rückseite des ∇ -Sackes dringt kühlere maritime Luft von W her nach Deutschland herein. Sie erreicht am 18. 8h knapp die Elbe. Westlich der Elbe meist bedeckt mit frischen Westwinden, östlich der Elbe überwiegend SE-Wind, an der Ostseeküste Stärke 4—6, in Österreich 1—2. Der WSW-Wind in Berlin ist durch ein ∇ bedingt. Trotz der verbreiteten, vereinzelt über 20 mm hergebenden Gewitterregen liegen die Maximaltemperaturen noch bei 25—28° (an der Küste bei 21—23°).
19. 8h H 760 über Rußland, H 765 über SW-Deutschland, ∇ -Sack 758 Südschweden—Ostpreußen.

Temperatur und spez. Feuchte Potsdam:

Zeit		0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
16.	t°C	15.6	14.7	14.2	14.8	20.1	24.1	25.7	26.2	26.1	23.0	19.0	17.0	17.0
	sg/kg	9.9	10.0	9.7	9.8	8.9	9.6	9.5	9.9	10.3	10.7	12.4	11.3	11.5
17.	t°C	17.0	16.3	15.5	16.1	17.0	20.2	25.6	28.6	29.4	27.9	23.7	21.6	20.9
	sg/kg	11.5	11.0	10.6	11.2	11.8	12.0	12.4	10.1	10.4	10.9	10.5	11.2	12.7

Höhenwinde Lindenberg.

	122	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
17. B.-Ab. 18 ²⁷	SE 4	SE 3	SE 2	WSW 2	W 4	W _z N 7	—	—	—
18 D.-Ab. 06 ²⁴	SSE 6	SE 10	S 6	SW 7	WSW 7	W 8	—	—	—
D.-Ab. 17 ²⁶	WNW 4	NW 13	NW 14	NW 16	WNW 15	W 15	W 15	W 14	W 14

Aerologische Aufstiege Lindenberg. Die Temperaturgradienten sind durchweg gering: Am 17. 18h ist zwischen 122 und 2000 m $\gamma = 0.64$, am 18. 6h ist im steilsten Stück zwischen 1000 und 2500 m $\gamma = 0.69^\circ\text{C}/100\text{m}$. Das Potsdamer Maximum am 17. (29.7° C) findet man als potentielle Temperatur in dem Lindenerger Aufstieg am 17. 18h in rd. 1400 m, doch reicht die spezifische Feuchte von 10.1 g/kg (Potsdam 17. 14h) noch nicht entfernt zur Kondensation aus. Noch schärfer prägt sich die Trockenheit am 18. 6h aus: über der dünnen Morgeninversion liegt Luft von 40—30—40% rel. Feuchte bis 1500 m, obwohl in Lindenberg 04⁴³ „in NE abziehendes Gewitter“ notiert wird. Diese trockene Luft in 220 m (6.7 g/kg) müßte um 12½° C auf 35° C erwärmt werden, um adiabatisch bis zum Sättigungspunkt (etwa 3.4 km) aufzusteigen.

Bis 18. 6h ist ein Luftmassenwechsel in Lindenberg bestimmt nicht eingetreten. Erst im Laufe des Spätmittags geht die Temperatur zwischen 500 und 2000 m um 2—3° zurück.

Registrierungen Potsdam. Zwischen 2 und 3h treten zwei Druckspitzen auf — dabei entsprechen den Druckanstiegen jeweils deutliche Flaute, den Druckabnahmen schwache Böen. Zwischen 6 und 7h tritt ein Mittelding zwischen einer Spitze und einer positiven Druckstufe auf: dem sehr großen und steilen Druckanstieg entspricht wieder eine wenn auch leichte, so doch deutliche Flaute: Mit den Flaute ist jeweils eine Drehung der Windrichtung von ESE auf S bis SSW verknüpft.

Den beiden ersten Druckspitzen entspricht ein Temperaturfall von 1½° bei starkem Regen, der dritten eine Temperaturzunahme von knapp 1° bei schwachem Regen. Diese Temperaturerhöhung um 6h zeigt, daß die den Boden bedeckende Kaltluft nur ganz dünn gewesen sein kann. Die mit der Böe verknüpfte Durchmischung genügt, um sie zu beseitigen. Ein Luftmassenwechsel ist also unwahrscheinlich. Und tatsächlich erreicht das Maximum am 18. immer noch 27.6° C (17. 29.7° C).

Zusammenfassung. So hohe potentielle Temperaturen (36°), wie sie in dem (unsicheren) Kondensationsniveau auftreten, finden sich überhaupt nur in SW-Deutschland (Karlsruhe Max. am 17. 36°). Man muß daher annehmen, daß dort die Gewitter entstanden sind. Und der späte Gewitterbeginn in Potsdam (18. 2h bzw. 6h) rechtfertigen die Annahme, daß die Gewitter einen langen Anmarsch gehabt haben. Die 500 km lange Reise erfordert in 12 Stunden eine Geschwindigkeit von 12 m/s. Das ist durchaus möglich: Lindenberg beobachtet schon 1000 m unter dem Kondensationsniveau am 17. 18h in 2500 m WzN 7, am 18. WzS 15 m/s. Lindenberg meldet weiter am 18. 00³⁰—5h einen „großen Gewitterzug aus SW“.

Wahrscheinlich sind die extrem warmen Luftmassen über SW-Deutschland infolge der Konvergenz des dortigen Stromfeldes aufgestiegen. Sie treiben unter Cb-Bildung mit dem Höhenwind aus SW—W bis über Potsdam hinaus ostwärts, ohne dabei eine Luftmassengrenze zu überschreiten. Es handelt sich also um ausgesprochene Wärmegewitter, wobei die Konvergenz des Stromfeldes ihre Ausbildung begünstigt hat. Die kühlere maritime Luft erreicht erst um 8h die Elbe, hat zur Entstehung des 6h-Gewitters kaum, zu der des 2h-Gewitters sicher nichts beigetragen, weder durch Einbruch am Boden noch durch Voreilen in der Höhe. Die Zugrichtung des Gewitters ist der Grundströmung am Boden fast entgegengesetzt; mit den Druckspitzen sind am Boden keine Böen, sondern Flaute verbunden. — Eine Stabilisierung im großen findet nicht statt. Das zeigt das Auftreten dreier Gewitter in der Zeit von 1—7h am 18., denen in Lindenberg um 10 und 17h weitere nachfolgen.

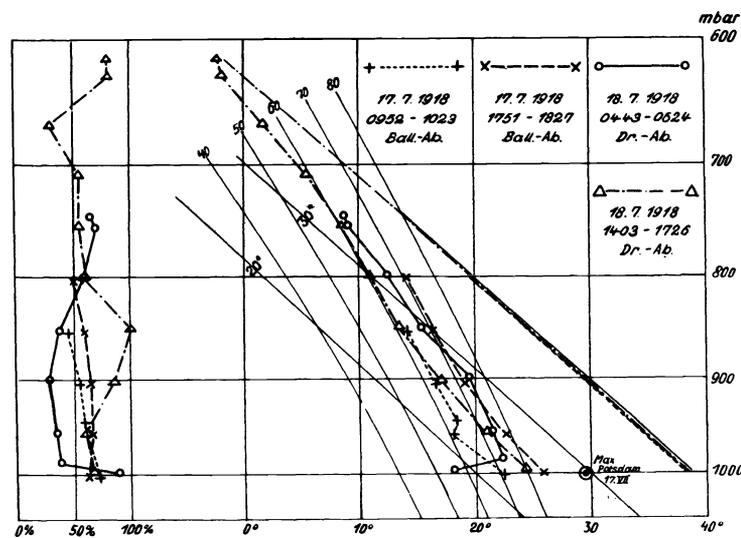


Abb. 18. Aerolog. Aufstiege Lindenberg vom 17./18. 7. 1918.

16¹⁴ ⚡ aus S (über W) mit Druckstufe und Gegenwindböe.

Zusammenfassung. Am 5. treten sowohl in der aus SW heranströmenden warmen Mischluft (München, Bamberg, Eger), wie in der aus E heranströmenden kontinentalen Warmluft (Magdeburg, Potsdam, Berlin, Grünberg, Breslau, Olmütz) verbreitete Gewitter auf. Da in dieses große Gebiet die gealterte arktische Kaltluft in der Kürze der Zeit und bei den herrschenden Höhenwinden (aus SW bzw. SE—E) aus N-Deutschland nicht eindringen kann, so sind die Mehrzahl der Gewitter ganz sicher Wärmegewitter, und die starken Temperaturniedrigungen über E- und SW-Deutschland und z. T. Böhmen sind eher eine Folge der Gewitter als ihre Ursache. Dagegen tritt in Brandenburg (wie ein Druckberg in Potsdam, die Drehung der Winde in 0.5 und 1 km v von ESE auf E und der Temperaturrückgang in 700—1200 m über Lindenberg am 5. 8—15h zeigen) ein zeitlich begrenzter Kaltlufteinbruch auf, zeitlich begrenzt, weil Staaken vom 5./6. keine wesentlichen Temperaturänderungen angibt. Da jedoch der zeitlich begrenzte Kaltlufteinbruch aus NE, die Gewitter aus S (Potsdam) und SE (Lindenberg) heranziehen, die Schneekoppe bereits am Vormittag Gewitter hatte, können auch die Potsdamer und Lindener Gewitter nicht als Einbruchsgewitter bezeichnet werden. Vielmehr spielt die trockenlabile Schichtung bis 1000 m und die geringe Kondensationshöhe von 900 m (Lindenberg 15h-Aufstieg) die Hauptrolle. (Verknüpft man gar die schlesischen Maxima von 27⁰ mit dem Lindener Aufstieg, so kommt man auf trockenlabile Schichtung bis 1900 m). Das Gewitter ist daher als Wärmegewitter zu bezeichnen. — Eine Stabilisierung im großen findet nicht statt: um 19h melden Dresden, Grünberg und Breslau Gewitter zur Zeit der Beobachtung. — Die Böe ist der Bodenwindrichtung vor und nach dem Gewitter fast entgegengesetzt („Gegenwindböe“) und fällt fast mit der Zugrichtung des Gewitters zusammen, aber nicht ganz, da das Gewitter nicht zentral zieht.

Nr. 16. 15. 5. 1912.

01⁵⁵ Erloschenes Gewitter aus W? mit Druckspitze und Gegenwindböe.

Potsdam	1912		
	15. 5.	16. 5.	17. 5.
Max.	16.8	17.9	15.6° C
Min.	7.4	9.1	7.9° C
☉	0.9	2.2	5.6 h
☉ 0/24	0.3	19.8	0.6 mm WS
Wind.	ENE 2	ESE 2	W 3 Beauf.
Zeit	7	7	21 h
Druck	51.2	44.4	52.1 mm Hg
Zeit	7	7	21 h

Hydrometeore:

- 15. kein Gew. verzeichnet, nur mehrfach ☉⁰.
- 16. ☉⁰⁻¹ 2—03⁵⁰ (kein Gew. verzeichnet), ☉⁰ 07⁴⁵—08¹⁰, 10¹⁵—11³⁰, 14²⁰—14³⁰. ⚡¹ 18¹⁵—19⁴⁵, aufgetr. im SW, zog Z, wahre Zugrichtung aus SW, 18¹⁶ 1. T, 19¹⁷ ⚡ aus SW, Wind v. w. n. Gewitter: SE 2, SW 5, W 2—3. ☉⁰⁻² 19¹⁸—21¹⁵, < 22—23⁴⁵.

Wolken:

- 15. 21h Sc aus W.
- 16. 7—10h Ns aus SE, 12h Ns aus W, 14h Sc aus WSW.

Lindenberg:

- 15. morgens ½ bedeckt, nachmittags zunehmende Bewölkung, As, Sc, Ns; 17—20h ☉ tr., bis in die Nacht bedeckt.
- 16. 3—9h ununterbrochen ☉⁰⁻¹, nachmittags aufheiternd, 18³⁰ Fern-⚡ in SE, seit 20¹⁵ ☉¹ und < bis 21⁴⁵.

Weitere ⚡:

- 15. 17⁴⁵ Metz, 18h Mülhausen, 20h Karlsruhe, Frankfurt a. M., Bamberg, 16h Grünberg.
- 15./16. nachts Kassel aus W! Hannover (nachts?), Brocken, Breslau (nachts?)
- 16. vorm. Dresden, 14h Wien.

Wetterlage:

- 15. 8h T 750 Weißbrüßland, auf dessen Rückseite Kaltluft (8—10°) südwärts strömt.
T 750 Niederrhein als Ausläufer zum Island-T.
Nördl. Aachen—Kassel—Prag Kaltluft (15—13—10°) aus E.
Südl. „ „ „ Warmluft (17—20°, Max. 23—29°).
Frankreich und Elsaß maritime Kaltluft (14—16°) aus W—SW.
- 16. 8h T 745 Nordsee, mit Ausläufer 752½ bis Ungarn. HK 755 nördlich der Alpen.
Zweiseitige Konvergenzlinie Dresden—Hermannstadt.
Nordöstl. und nördl. Dresden—Hermannstadt Kaltluft (8—12°) aus E.
Südwestl. und nördl. Dresden—Hermannstadt Warmluft (16—23°) als schmale Zunge aus W.
Frankreich, Süd- und Westdeutschland maritime Kaltluft (10—14°) aus SW—WSW.
- 16. 20h Zweiseitige Konvergenzlinie Helgoland—Berlin—Hermannstadt.

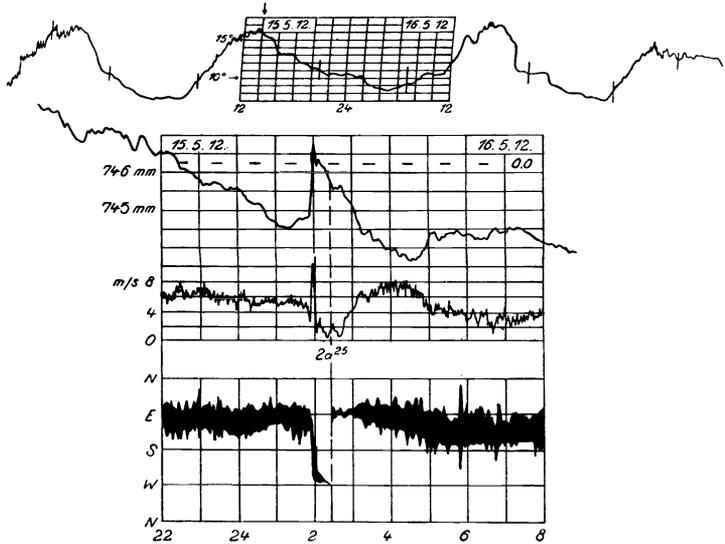


Abb. 19. Registrierungen Postdam vom 15./16. 5. 1912.

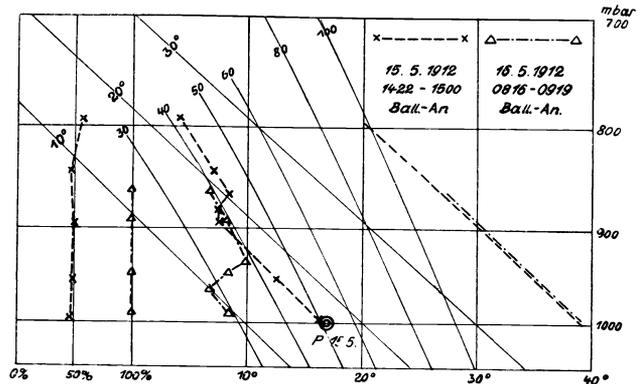


Abb. 20. Aerolog. Aufstiege vom 15./16. 5. 1912.

Höhenwinde Lindenberg:

15. 14²³ B.-An. 122 m S 1, 500—1000 m C, 1500 m WNW 2, 2000 m WNW 7.16. 08¹⁶ D.-An. 122 m SE 8, 500 m SSE 9, 1000 m W 10, 1260 m WNW 10.

Die Aerologischen Aufstiege Lindenberg gestatten, wenn sie auch nicht hoch hinaufreichen, doch die Aussage, daß die Ernährungsvorgänge der Böe sich oberhalb einer in 1000—1300 m Höhe gelegenen Sperrschicht abspielen. Die darunter gelegenen Schichten sind zu stabil und zu trocken ($\theta_{1300} - \theta_0 = 4^\circ$, $f = 40-50\%$ am 15. mittags), um etwas zur Ernährung des Gewitters beitragen zu können. Das dürfte auch der Grund für das Erlöschen der luftelektrischen Entladungen sein.

Registrierungen Potsdam. Der Windverlauf während der Druckstufe erklärt sich aus der ohne Zweifel westlichen, dem Bodenwind also entgegengesetzten Höhenströmung, in der das (erloschene) Gewitter treibt. (Kassel meldet Gewitter aus W, die höheren Wolken in Potsdam ziehen, soweit beobachtbar, am 15. und 16. aus W). Die unter der Gewitterwolke herrschende Druckverteilung wird der unten liegenden Kaltluftschicht aufgeprägt, deswegen 02⁰⁰ die Böe aus WSW, dem wahrscheinlich auch die Zugrichtung des erloschenen Gewitters entspricht.

Zusammenfassung. Am 15. dringt Warmluft auf der Ostseite eines Adriatiefs nach SW-Deutschland und Böhmen ein (Max. 24—29°), während auf der Rückseite eines über Westrußland gelegenen Tiefdruckgebietes arktische Kaltluft nach N-Deutschland gerät (Max. 16—19°). In der Nacht vom 15. zum 16. dringt maritime Kaltluft auch nach SW-Deutschland ein (Max. am 16. 17—18°). Doch findet sich am 16. 8h noch eine schmale Zunge von Warmluft über Böhmen und Sachsen. Es ist durchaus möglich — wenn auch nicht sicherzustellen — daß das (erloschene) Gewitter, von Kassel kommend, an der Einbruchfläche der aus SW-Deutschland NE-wärts ziehenden maritimen Kaltluft entstand und nun an der arktischen Kaltluft aufgleitet. Die Bezeichnung „aufgleiten“ wird dadurch nahegelegt, daß die Grenzfläche der arktischen Kaltluft vom 15. 20h zum 16. 8h nicht mehr SW-wärts vordringt, sondern sich etwas NE-wärts zurückzieht, weiter durch die starken westlichen Höhenwinde (schon am 15. 8h: Hamburg 2400 W 7; Lindenberg 2200 WNW 10, Friedrichshafen 3100 W 14). Da anscheinend der vertikale Temperaturgradient in der Warmluft nach NE hin abnimmt, die in Lindenberg am 15. 15h über 1300 m hoch liegt, erlischt das Gewitter. Feuchtlabilität spielt über Lindenberg (und wohl auch über Potsdam) in den unteren Schichten keine Rolle, die Feuchte ist zu gering ($s_0 = 5.2$ g/kg). Die Kondensationshöhe läge erst bei 2.7 km (sogar um 15h). Die Inversion in 1000—1300 m wird daher sicher nicht überwunden, die darunter gelegene Kaltluft trägt zur Ernährung des Gewitters nichts bei. Die in Potsdam registrierte Böe wird also durch eine 500—1000 m dicke stabile Kaltluft von oben her erzwungen. — In der Warmluft über SW-Deutschland liegen die Maximaltemperaturen mit rd. 26° so hoch, daß sie an der Kaltluft bis zu ihrer Kondensationshöhe leicht aufgleiten kann, die bei nur 30% Feuchte 2400 m beträgt. Dort ist sie immer noch wärmer als die arktische Kaltluft, deren Höhe über Potsdam am 16. 2h zwischen 1300 m (15. 15h) und 600 m (16. 8h) zu suchen ist.

Nr. 17. 13. 8. 1917.

23⁰⁰ Zentral- Γ^1 aus SW mit Druckspitze und Gegenwindböe.

Zusammenfassung. SE—SW-Winde schaffen am 13. (und 14.) andauernd höher temperierte Luftmassen heran. In diesen liegt das Kondensationsniveau so niedrig, am 13. 18⁴³ in 1300 m, daß die darüber feuchtadiabatisch aufsteigende Luft eine oberhalb 2000 m gelegene, über 500 m mächtige Isothermie zu durchstoßen vermag. Es handelt sich also um ein ausgesprochenes Wärmegewitter. Eine Stabilisierung im großen wird nicht herbeigeführt, vielmehr wird die Schichtung am 14. im ganzen labiler, und zwar dadurch, daß durch Zufluß wärmerer Luft unterhalb 2000 m die Inversion verschwindet. — Das Gewitter zieht aus SW heran, der Unterwind bis 200 m Höhe kommt aus ESE. Die von oben aufgeprägte Druckstufe reicht aus, um den Unterwind fast umzudrehen. Die ernährende Warmluft kommt um 23h sicher nicht vom Boden her, sondern mindestens aus 200—300 m Höhe.

Nr. 18. 23. 5. 1914.

19⁴⁰ Zentral- Γ^2 aus W mit Druckspitze und Gegenwindböe.

Zusammenfassung. Am Gewittertage herrscht zur Zeit des Temperaturmaximums trockenadiabatisches Temperaturgefälle bis zu der ungewöhnlich großen Höhe von 2700 m. Dort liegt auch die Kondensationshöhe. Es werden daher durch den fallenden Niederschlag auch ungewöhnlich mächtige Luftschichten abgekühlt, so daß der Druckanstieg in der Böe volle 2½ mm Hg erreicht. Das ist eine der größten in den Jahren 1911—1930 in Potsdam registrierten Gewitternasen.

Das Schwergewitter zieht von W heran. Wo dieser Westwind oberhalb 2700 m herkommt, ist schwer zu sagen: In den Höhenwindmessungen Lindenbergs findet man am 23. 11h WSW-Wind (12 m/s) erst in 7000 m, darunter herrscht durchweg SW bis SSE. Erst nach dem Gewitter, am 24. 10h, ist WNW—WSW zwischen 500 und 3000 m nachzuweisen. Dies und die Tatsache, daß schon vor der Böe Druckanstieg (½ mm) einsetzt, macht es fast wahrscheinlich, daß unmittelbar vor dem Gewitter die Kaltluft in der Höhe über Potsdam eher eintrifft als am Boden. — Ebenso ist schwer zu entscheiden, wodurch die Gewitterbildung ausgelöst wurde. Wahrscheinlich durch eine ostwärts vordringende Kaltfront, die aber am 23. 19h wohl erst Magdeburg erreicht hat. — Wie beide Fragen auch zu beantworten sind: In Potsdam tritt das Gewitter weit vor der Front auf, wo es in der Warmluft die besten Ernährungsmöglichkeiten findet, und die Gewitterböe fällt mit der Zugrichtung des Gewitters zusammen.

Nr. 19. 17. 7. 1914.

Nr. 20. 18. 7. 1914.

17. 16⁴¹ Γ^2 aus E über Z mit Druckspitze und Gegenwindböe.18. 15⁵⁶ Γ^{1-2} aus E über N mit Druckspitze und Gegenwindböe.

Potsdam	1914			
	16. 7.	17. 7.	18. 7.	19. 7.
Max.	23.2	26.0	27.9	28.5° C
Min.	16.0	16.1	15.4	16.7° C
☉	1.2	2.5	5.5	12.2 h
☉ o/24	7.4	17.8	11.5	0.1 mm WS
Wind	W 1	W 2	NW 3	NNE 2 Beauf.
Zeit	7	21	21	7 h
Druck	52.7	53.1	53.5	53.2 mm Hg
Zeit	7	21	21	7 h

Hydrometeore:

11., 12., 13., 14., 15., 16. alle Tage F , aber ohne Böen.

17. F^2 aus E über Z. Wahre Zugrichtung aus E! 1. T 15²⁸, Ende 17³⁰, W 16³⁰ aus N. Wind v. w. n. Gew.: W 1, wechselnd 4, SW 3. \odot^2 15⁴⁰—16⁴⁵.

18. F^{1-2} aus NE über N. Wahre Zugrichtung aus E! 1. T 14⁴⁷, Ende 17h. W 15⁵⁰ aus ENE, 16³⁰ aus N. Wind v. w. n. Gew.: WNW 2—3, wechselnd, WNW 2—3. \odot^2 15⁵²—17¹⁵.

18./19. v in E, S, W 22h bis 02⁴⁵.

Wolken:

17. 16h Cb ENE.

18. 14h 1 Fcu N, 18h 8 Ac E.

Lindenberg:

17. Nachts bedeckt, \equiv , \odot tr., bisweilen v . Früh \equiv , \odot tr. Mittags Schwer- F aus E, zieht im N vorüber. Dann abnehmende Bew.

18. Früh bedeckt, \equiv , vorm. ziemlich heiter, nachm. $\frac{1}{2}$ bedeckt, abends v .

Weitere F :

17. Schneekoppe nachm., Breslau öfters nachm., Grünberg 12³⁰—14³⁰, Berlin 15h. — Friedrichshafen nachm.

18. Berlin 15h, Dresden abends.

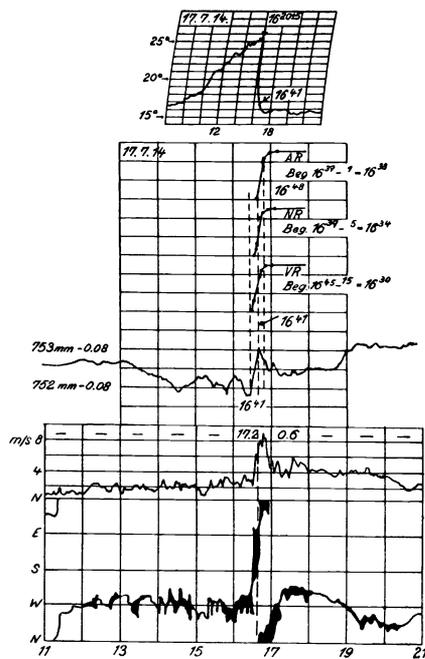


Abb. 21. Registrierungen Potsdam vom 17. 7. 1914.

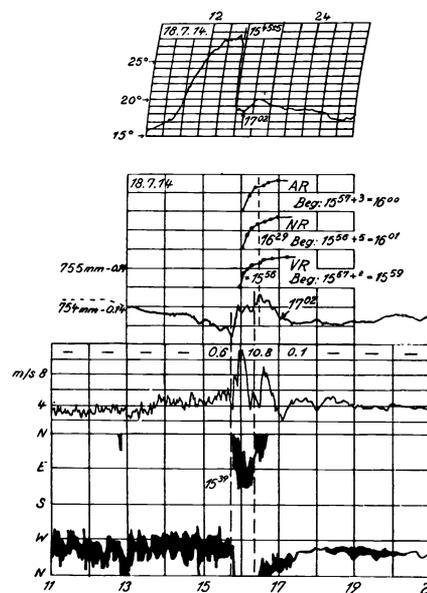


Abb. 22. Registrierungen Potsdam vom 18. 7. 1914.

Wetterlage:

17. 8h T-Furche Island—Balkan mit Kern 760 Schottland, RT 760 Oder. H 765 Estland, H 770 Biscaya.

8h NE Hanstholm—Breslau ESE—ENE 2—4, 21—24°.

SW Hanstholm—Breslau NW—W 2—6, 19—14°, Bayern 11°.

14h NE Hanstholm—Breslau SE—NE 2—5, 24—27°.

SW Hanstholm—Breslau NW—W 4—2, 20—15°.

19h Die Kaltluft ist über die Linie Berlin—Grünberg—Breslau ostwärts vorgedrungen. Berlin NW 2, 20°; Grünberg W 3, 20°, Breslau NNW 3, 20°; — dagegen Bromberg NE 3, 26°, Danzig NNE 4 und trotz auflandigen Windes 23°.

18. 8h T-Furche südl. Island—Balkan, das Randtief an der Oder nur noch als F -Sack vorhanden. Berlin—Grünberg—Breslau noch kalt, 17, 18, 19° und bedeckt, während Swinemünde—Bromberg warm 23° und wolkenlos.

14h Der schwache F -Sack weitet sich wieder zum Randtief, auf dessen NW-Seite Warmluft von der Ostseeküste bis Mitteldeutschland vordringt. Maxima: Hannover 26, Magdeburg 25, Berlin 28, Grünberg 27°, während Aachen 24, Dresden 23, Frankfurt a. M. 22, München 15°.

19h Das Randtief verlagert sich etwas ostwärts, etwa von Berlin nach Bromberg. Unmittelbar auf seiner Rückseite bleibt bei schwachem W—NW die Temperatur hoch: Berlin 23°, Grünberg 24°, ebenso wie Breslau und Bromberg (bei NE-Wind) 26 und 25° melden.

19. 8h Hoch 760 Deutschland—Baltikum—NW-Rußland.

F -Sack Breslau—Danzig.

Die Grenze zwischen der wolkenarmen Warmluft im E und der wolkenreichen Kaltluft im W liegt jedoch weiter westlich, etwa bei Dresden—Magdeburg.

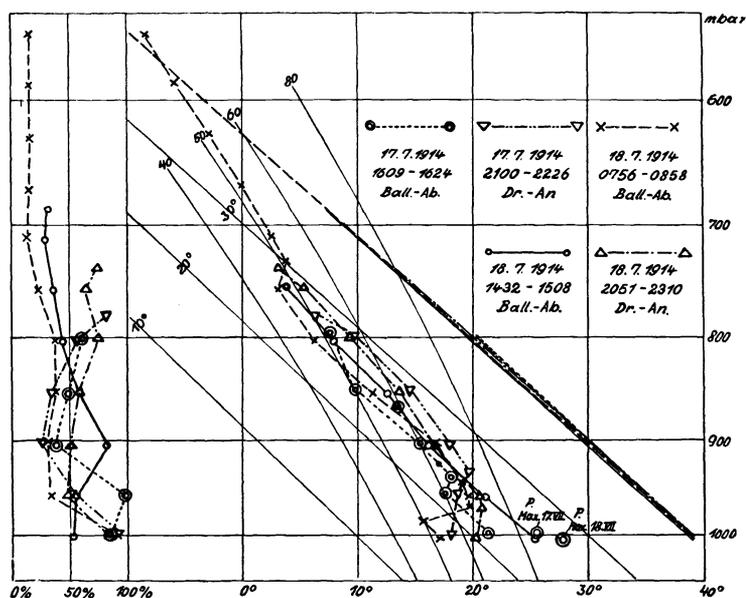
Am 17. nachm. erfolgt also über Brandenburg ein Kälteeinbruch, am 18. dagegen nicht. Ein Hochdruckkern am 19. über Deutschland bereitet der Gewittertätigkeit ein Ende.

Höhenwinde Lindenberg:

17. B.-Ab. 07³⁶ und Drachen-An. 08³⁵ über dünner NE-Schicht 500 m E 2—3, 800 m E 7—8.
 B.-An. 10⁵⁹ 122 m SE 2, 500 m EzS 4.
 D.-Ab. 12⁰⁰ 122 m SE 2, bis 670 m ESE (Geschw.?).
 B.-Ab. 16²⁴ 122 m SW 5, 500 m SSW 7, 1000 ESE 6, 1500—2000 m EzN 5.
 D.-An. 21⁰⁰ 122 m W 6, 500 m NW 7, 1000—2000 m N 6—4, 2200 m NNE 3.
18. B.-Ab. 08⁵⁸ 122 m W 3, 500 m NNE 2, 1000—5000 m NEZE 2—4—2.
 B.-Ab. 15⁰⁸ 122 m S 1, 500 m W 2, 1000 m N 3, 1500—3200 m NNE 5—3.
 D.-Ab. 23¹⁰ 122 m N 5, 500—2700 m NNE 7—3.

Es wird sich zeigen, daß die Lindenerger Höhenwinde nicht in allem für Potsdam repräsentativ sind.

Abb. 23. Aerolog. Aufstiege Lindenberg vom 17./18. 1914.



Aerologische Aufstiege Lindenberg. Temperaturänderungen 17./18.

m	17. 21 h — 16 h	18. 9 h — 17. 21 h	18. 15 h — 9 h	18. 21 h — 15 h
2500	—	—	+ 0.5	+ 1.6
2000	(+ 1.8)	— 3.3	+ 1.5	+ 1.4
1500	+ 4.8	— 3.3	+ 1.6	+ 0.5
1000	+ 2.3	— 1.1	— 0.2	+ 0.1
500	+ 0.9	+ 1.1	+ 1.1	— 0.8
122	— 2.9	— 1.0	+ 8.2	— 5.4

1. Das Gewitter vom 17. Die Vormittagsaufstiege von Lindenberg reichen über 850 m Höhe nicht herauf. Erst der 16h-Aufstieg, der nach dem Lindenerger Schergewitter erfolgte, erreichte 2230 m Höhe. Die Kondensationshöhe liegt in 800 m Höhe. Doch erscheint es fraglich, ob dieser Wert für die Potsdamer Verhältnisse vor dem Gewitter repräsentativ ist, da die unteren 500 m in Lindenberg durch den Gewitterregen ersichtlich sehr feucht geworden sind. Es kann aber — auch nach der Temperaturhöhenkurve — der darüber gelegene Teil des Lindenerger 16h-Aufstieges als repräsentativ angesehen werden. Die maximale pot. Temperatur von Potsdam mit 25.8° C findet sich dann über Lindenberg erst in 1780 m, es ist also unmittelbar vor dem Potsdamer Gewitter dort mit adiabatischem Temperaturgefälle bis 1780 m Höhe zu rechnen. Die spez. Feuchte in Potsdam beträgt kurz vor dem Gewitter um 16 h bei $f = 67\%$ $s_0 = 13.8$ g/kg, das Kondensationsniveau liegt daher etwa bei 700 m, fast wie oben angegeben, was eine Folge der größeren Feuchte vor dem Potsdamer Gewitter ist. Die Instabilität reicht also weit über das Kondensationsniveau hinaus, es kann demnach sehr gut zum Aufbau eines Cumulonimbus kommen. — Stabilisierung ist um 16 h nur bis 680 m eingetreten, als Folge des Niederschlages.

2. Die Temperaturänderungen am 17. von 16—21 h haben mit dem Gewitter nichts mehr zu tun. Die Abkühlung unten zeigt das Eintreffen des anschwellenden Kaltluftkörpers, der in den Wetterkarten deutlich zu erkennen ist. Die Erwärmung darüber ist wohl advektiv und steht mit den Gewitterbildungen vom 17. und 18. in keinem ursächlichen Zusammenhang. Dasselbe gilt für die Temperaturänderungen vom 17. 21 h bis 18. 9 h, wenn auch die Abkühlung in der Höhe am 18. natürlich für die Ausbildung adiabatischer Gradienten günstig ist.

3. Das Gewitter vom 18. Das Kondensationsniveau liegt nach dem Lindenerger 15h-Aufstieg bei 1350 m. Die maximale pot. Temperatur von Potsdam vom 18. mit 27.6° C wird erst in rund 2500 m angetroffen. Es bildet sich also ein trockenadiabatischer Gradient bis weit über das Kondensationsniveau hinauf. Das Gewitter ist daher als Wärmegewitter anzusprechen.

Ein Luftmassenwechsel nach dem Gewitter des 18. findet nicht statt: weder die Druckregistrierungen, noch die Maxima (18. 27.9° C, 19. 28.5° C), noch die Aufstiege lassen eine solche Deutung zu. Der Temperaturrückgang unten ist lediglich eine Folge der Niederschläge. Davon abgesehen ist eine Stabilisierung durch das Gewitter nicht zu erkennen: die leichte Temperaturzunahme oberhalb 1000 m am Nachmittag ist advektiv wie am Vormittag und von gleicher Größenordnung.

Registrierungen Potsdam. 1. Am 17. zeigt der Druckverlauf eine deutliche Spitze. Der Wind, der vor und nach dem Gewitter aus westlichen Richtungen kommt, springt während des Druckanstieges 16²⁷—16⁴¹ um fast 180° auf ESE. Diese Windrichtung fällt fast genau zusammen mit der Zugrichtung des Gewitters aus E. Während des Druckfalles dagegen 16⁴¹—17 h tritt eine deutliche Böe aus N auf. — Der Starkregen fällt auf der Rückseite der Druckspitze. Der großen Niederschlagsmenge entsprechend, ist der Temperaturfall sehr groß, er beträgt volle 10° C. Daß es sich um Niederschlagsabkühlung handelt, zeigt sich auch darin, daß Berlin, das keinen Regen hatte, um 19 h 20°, Potsdam dagegen 16° beobachtet.

2. Am 18. zeigt der Luftdruckgang ein Mittelding zwischen Spitze und Stufe. Der Wind, der vor und nach dem Gewitter aus WNW kommt, springt während des Gewitters um 180° auf ESE. Während des Druckfalles, nach 16³⁰, tritt noch — wie am Vortage — eine Böe aus N auf. — Der Starkregen fällt nach dem ersten starken Druckanstieg. Der Temperaturfall ist — wie am Vortage — ungewöhnlich groß (10° C). Potsdam ist um 19 h wieder um 3° kälter als Berlin, das keinen Regen hatte. Der Temperatursturz ist also eine Folge des Niederschlages.

Zusammenfassung. Die Wetterkarten vom 17. zeigen nachmittags einen Kälteeinbruch aus W. Die naheliegende Annahme, daß es sich am 17. 16⁴¹ um ein Einbruchsgewitter handelt, trifft jedoch nicht zu. Denn die Kaltluft zieht aus W, das Gewitter

aus E heran! Voraussichtlich ist es dasselbe Gewitter, das um 15h in Berlin, um 12—14³⁰ in Grünberg beobachtet wurde. Wenn nicht, so zeigen die Berliner und Grünberger Gewitter, daß es in der aus E heranströmenden kontinentalen Warmluft weit abseits der Front zur Gewitterbildung kommt. Die Potsdamer Bodentemperaturen geben mit dem Lindener 16h-Aufstieg ebenfalls vertikale Instabilität bis 1800 m. Es kann also kein Zweifel sein, daß es sich um ein Wärmegewitter handelt. Das Gewitter ist ein lehrreiches Beispiel dafür, daß ein an einer Front auftretendes Gewitter nicht an der Front entstanden zu sein braucht. — Die kleine Menge eingedrungener Kaltluft fließt in der Nacht vom 17./18. wieder ab oder wird im Laufe des Vormittags vom 18. durch Einstrahlung beseitigt. — Am 18. ist das Gewitter ebenfalls ein Wärmegewitter: die Labilität reicht bis etwa 2500 m Höhe hinauf. Ein Luftmassenwechsel tritt nicht ein, ebensowenig eine allgemeine Stabilisierung.

Beide Gewitter ziehen entgegengesetzt dem westlichen Bodenwind aus E. Während des Gewitters entsteht daher eine „Gegenwindböe“ aus E, im Gegensatz zu den übrigen Beispielen von Gewitterböen, die bei östlichen Bodenwinden mit Zugrichtung der Gewitter aus W Gegenwindböen aus W zeigen. Damit wird der Beweis für die Entstehung der Gegenwindböen lückenlos.

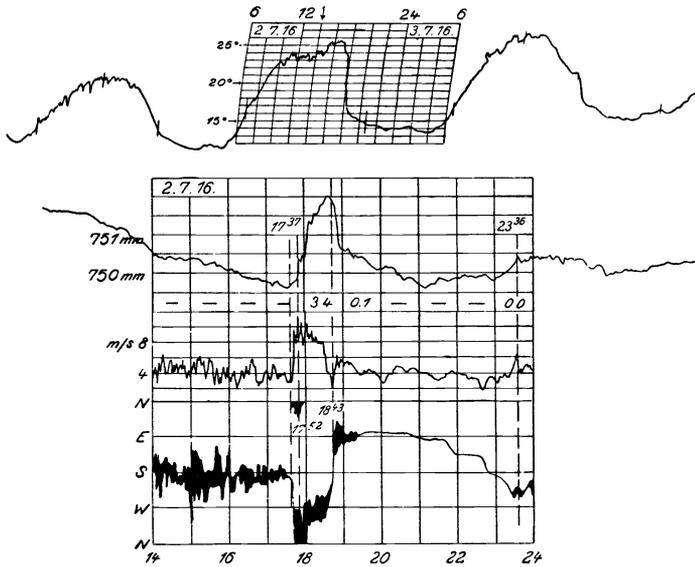


Abb. 24. Registrierungen Potsdam vom 2./3. 7. 1916.

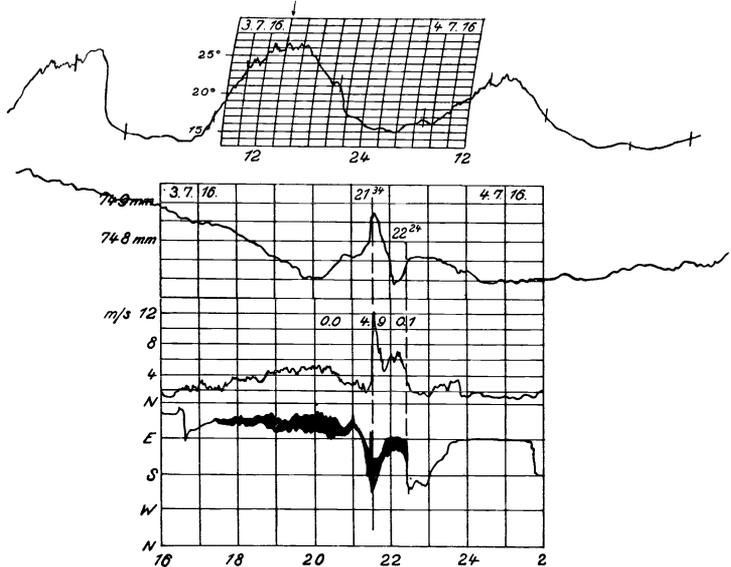


Abb. 25. Registrierungen Potsdam vom 3./4. 7. 1916.

Nr. 21. 2. 7. 1916.

Nr. 22. 3. 7. 1916.

- 2. 18⁴⁰ \mathcal{R}^1 aus SW über W mit Druckspitze und Gegenwindböe.
- 3. 21³⁴ \mathcal{R}^1 aus S über Z mit Druckspitze und Gegenwindböe.

Potsdam	1916			
	1.7	2.7	3.7	4.7
Max. 21 h	21.0	25.5	26.1	22.8 °C
Min. 21 h	12.2	11.2	13.3	14.8 °C
☉	12.6	7.5	9.9	3.0 h
● o/24	—	3.5	5.0	— mm WS
Wind	W 4	S 3	W 2	W 3 Beauf.
Zeit	7	7	7	7 h
Druck	54.5	52.6	50.2	47.5 mm
Zeit	7	7	7	7 h

Hydrometeore:

- 2. \mathcal{R}^1 blieb im W, wahre Zugrichtung aus SW, 1. T 16⁵⁴, Ende 17³⁰, Wind v. w. n. Gew. S 2—3.
 \mathcal{R}^1 (1. T nicht beobachtet) aus WSW nach NW, wahre Zugrichtung SW. \mathcal{M} 17⁵⁰ NNW 6, Wind v. w. n. Gew. E 2 (?) ENE 2 (?), E 2. Ende 18¹⁵ (?), ●¹⁻² 18⁰⁴—19⁰⁷.
 \mathcal{R}^0 aus WNW nach NNW, wahre Zugrichtung SW, 1. T 20¹⁵, Ende 21h. Wind v. w. n. Gew. E 2. — \mathcal{R}^0 21h bis 3. 2h im NW und S—W.
- 3. \mathcal{R}^1 , 20¹⁷ 1. T, aus S—SW über Z. Wahre Zugrichtung aus S. \mathcal{M} 21³⁰ S 7. Wind v. w. n. Gew.: NE 3, ENE 2—S 7, E 3—4. Ende 20h. ●¹ 20⁵⁵—22¹⁰. \mathcal{R}^2 21³⁰ bis
- 4. 01³⁰ im SE—NE.
- 5. \mathcal{R}^0 09¹⁵—09⁴⁵, wahre Zugrichtung aus E.

Wolken:

- 2. Ci, Cc WSW bis 14h, Ci WSW—SW 16h, Ci, Ac W 20h.
- 3. Ci WSW 10h, W 14h, WSW 16h.
- 4. Ci SW 16h, Ci, Cs W 20h.

Lindenberg:

- 2. Bis 19h meist halb bedeckt mit Ci, Cs, Cc, 18h Cc aus WSW. „Nach 19h ziehen Cb aus WSW herauf, von 20³⁰ öfter T in S—SE bis 21³⁰. Darauf wieder Abnahme der Bewölkung“.

3. „Nachts wechselnde Bewölkung. 5h 3 As, Sc, Cb, \mathbb{K} -Böe im SE, die abzieht.“ Dann abnehmende, nachm. zunehmende Bewölkung, abends öfter T: 22¹⁵—23⁴⁵ \mathbb{K} .
4. Nach Mitternacht noch häufig \mathbb{K} bei abnehmender Bew. Tags vielfach heiter.
5. Nachts zunehmende Bew. „Eine Reihe von \mathbb{K}^0 ziehen den ganzen Vormittags aus N herüber. 10³⁰ \mathbb{K} — \mathbb{W} mit heftigem Nordwind, wobei das Barometer um etwa 3 mm springt.“ Nachm. und abends wolkig und noch öfter T.

Weitere \mathbb{K} :

1. Nachm. und nachts 1./2. mehrere Gew. an der Nord- und Ostseeküste.
2. Cuxhaven p. m., Hamburg 11h und 16h, Wustrow p. m., Rügenwaldermünde (wann)? — Kassel, Hannover, Magdeburg p. m. Potsdam 18h, Lindenberg 20³⁰. — Friedrichshafen 10h, Mülhausen 12¹⁵? Metz 14h, München 14h, Karlsruhe und Bamberg p. m.
3. Lindenberg 5h, Grünberg 7h—07¹⁵. Abends und nachts erneut verbreitete Gew.: Hannover, Magdeburg (Wolkenbruch), Berlin, Grünberg, Bromberg und Süddeutschland.

Wetterlage:

2. 8h H 762 $\frac{1}{2}$ Tschechoslowakei, Rumänien, T 755 Nordsee, \mathbb{K} -Sack Oberrhein. Deutsche Küste 13—15, Binnendeutschland 15—17⁰.
2. 14h \mathbb{K} -Sack 757 $\frac{1}{2}$ NW-Deutschland und Bayern. Nordwestl. Metz—Kassel—Swinemünde 20—16⁰ C, meist SW—W 3—5. Südöstl. Metz—Kassel—Swinemünde 24—22⁰ C, meist SE—SW 1—3.
2. 19h \mathbb{K} -Sack hat sich weiter westwärts und südwärts ausgedehnt. Nordwestl. Triest—Dresden—Berlin—Bromberg 20—15⁰ C, meist SW—SE 4—2. Südöstl. Triest—Dresden—Berlin—Bromberg 26—23⁰ C, meist SE—SW 3—1.

Die Warmluft ist als schwache Zunge ostwärts begrenzt durch die Linie Posen—Budapest.

3. 8h H 760 Ungarn, Rumänien, Ukraine; \mathbb{K} -Sack 757 $\frac{1}{2}$ Pommern. Nordwestdeutschland 11—15⁰, Südpolen 20⁰.

Die Druckverteilung ist am 2. und 3. schwach ausgesprochen, so daß auch die Luftbewegung viele Unregelmäßigkeiten aufweist.

3. 14h. Der \mathbb{K} -Sack liegt jetzt über der östl. Ostsee und der unteren Weichsel. Ganz Deutschland (vom linken Rheinufer und der Küste abgesehen) 25⁰, ebenso Lemberg und Hermannstadt. Über SW-Deutschland erscheint ein T-Ausläufer 755, der sich bis 3. 19h abtrennt und als selbständiges T über Deutschland liegt. Maritime Kaltluft dringt in NW ein bis Metz—Kassel—Hannover—Swinemünde.

Nördlich davon 17—19⁰, meist N—NE 1—3.

Südlich davon 23—26⁰, meist SE—S—SW 1—2.

4. 8h Zwei T-Kerne 755 über Mittel- und Ostdeutschland. NW-lich Mülhausen—Frankfurt—Magdeburg—Berlin—Danzig meist schwache N-Winde, wolkig, vielfach Regen, 14—17⁰. SW-lich davon meist schwache S-Winde, heiter 18—21⁰.

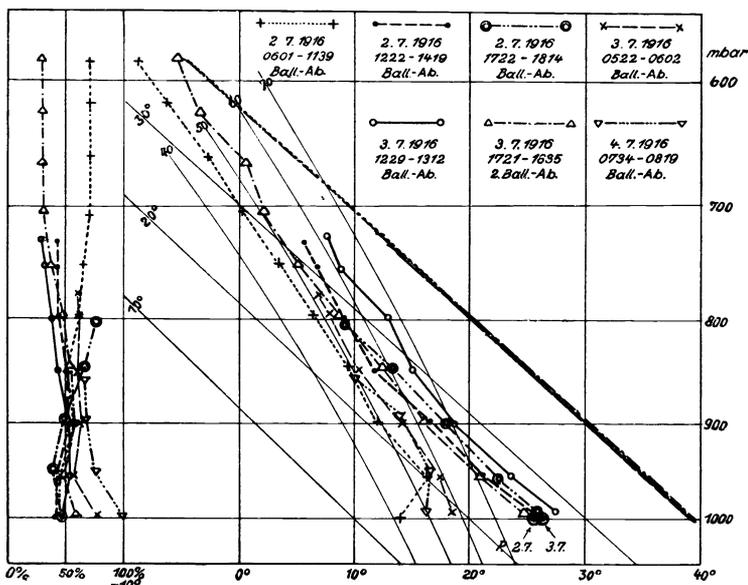


Abb. 26. Aerolog. Aufstiege Lindenberg vom 2./4. 7. 1916.

Höhenwinde Lindenberg:

Datum . .	2.	2.	2.	3.	3.	3.	4.
Zeit . . .	06	14	18	06	13	18	08
Art . . .	B.-An.	B.-Ab.	B.-Ab.	B.-Ab.	B.-Ab.	B.-Ab.	B.-Ab.
122 m . .	SzW 2	SWzS 3	S 0—2	W 2	S 2—5	ESE 2	W 4
500 „ . .	SW 4	SWzS 7	SzW 4	WzN 4	SSW 1	SSE 2	WzS 8
1000 „ . .	WSW 4	SSW 5	SSW 4	WzN 4	SWzW 3	SEzS 2	WzS 7
1500 „ . .	WzS 4	SzW 4	SSW 5	WzN 5	SWzW 2	SEzS 2	WzS 6
2000 „ . .	W 6	SzW 3	SSW 5	W 5	SWzW 2	SSE 2	(WzS 6)
2500 „ . .	W 5	SzW 2	—	WzS 6	SWzW 1	S 2	1750 m
3000 „ . .	WzN 6	(SzW 2)	—	—	SWzW 1	SzW 2	—
3500 „ . .	WzN 6	2900 m	—	—	—	SSW 2	—
4000 „ . .	WzN 6	—	—	—	—	SSW 3	—
4500 „ . .	WzN 6	—	—	—	—	SSW 4	—

Aerologische Aufstiege Lindenberg. Temperaturänderungen:

Datum . . .	1.	1.	2.—1.	2.	2.	3.—2.	3.	3.	4.—3.
Zeit . . .	14—07	20—14	07—20	14—07	18—14	06—18	13—06	18—13	08—18
122 m . . .	+ 5.4	— 3.1	+ 0.9	+ 8.4	+ 0.1	— 7.3	+ 8.7	— 2.5	— 8.6
500 „ . . .	+ 3.8	± 0.0	+ 1.7	+ 4.8	+ 1.9	— 5.5	+ 6.2	— 2.5	— 4.7
1000 „ . . .	+ 1.6	+ 0.1	+ 2.4	+ 4.3	+ 1.8	— 4.0	+ 4.8	— 2.8	— 2.6
1500 „ . . .	± 0.0	+ 0.4	+ 3.8	+ 2.4	+ 1.6	— 3.0	+ 4.8	— 2.6	— 3.7
2000 „ . . .	+ 0.8	+ 0.4	+ 4.6	+ 2.6	(+ 0.6)	— 1.8	+ 4.8	— 4.0	—
2500 „ . . .	+ 0.4	± 0.0	+ 5.5	+ 3.2	—	—	—	— 3.9	—
3000 „ . . .	— 1.2	+ 3.4	+ 0.9	—	—	—	—	—	—
3500 „ . . .	+ 0.3	+ 2.4	+ 1.2	—	—	—	—	—	—
4000 „ . . .	—	+ 1.9	— 0.1	—	—	—	—	—	—

Registrierungen Potsdam. Am 2. 18h zeigt das Gewitter einen anderen Verlauf als gewöhnlich. Noch bevor der eigentliche Druckanstieg einsetzt (17⁵²), erfolgt 17³⁷ eine Böe aus NNW, die der Zugrichtung des Gewitters (SW—NE) fast entgegengesetzt ist. Mit dem eigentlichen Druckanstieg 17⁵² setzt dann eine Böe aus W ein. Diese zweite Böe ist durch den gleichzeitigen Druckanstieg als normale Gewitterböe, als Kaltluftböe gekennzeichnet. Da das Gewitter im Westen steht, so erfolgt sie als Randböe aus W. Die erste Böe jedoch kann wegen des fehlenden Druckanstieges nicht durch die Kaltluft erzeugt sein. Sie kann entweder als stürmischer Zufluß der ernährenden Warmluft, als gegenläufiger „Nährstrom“ aufgefaßt werden — dann sollte sie eigentlich aus NE oder gar aus E kommen — oder aber als die seitwärts weggedrückte Warmluft. Dafür spricht der plötzliche Einsatz, während der „Nährstrom“ viel allmählicher anschwellen sollte. Für die Deutung als Nährstrom aber spricht, daß die Translationsgeschwindigkeit des Gewitters klein und seine Ausdehnung groß war (auch wenn man den langsamen Vorüberzug berücksichtigt). In diesen beiden Fällen muß ein Nährstrom am deutlichsten zutage treten. Eine Entscheidung ist nicht möglich, zumal sich trotz mehrfacher Kontrollen ein Widerspruch mit einem zweiten Potsdamer Anemographen (Sprung) nicht aufklären ließ, der die plötzliche Geschwindigkeitszunahme erst etwa 17⁵⁰ anzeigt.

Am 3. 21³⁴ zieht das Gewitter zentral. Die Böe 21³⁴ kommt entsprechend der Zugrichtung des Gewitters aus S. 22²⁴ kommt eine neue, wenn auch kleinere Druckstufe. Hier dreht der Wind bis SSW bei scharfem Abflauen. (Der Störwind 22²⁴ kommt aus WSW, soweit man bei dem großen Geschwindigkeitsunterschied vorher und nachher, 6 und 2 m/s, davon sprechen kann). — Die Temperaturregistrierung macht die Ankunft der maritimen Kaltluft am 4. etwa um 4h wahrscheinlich, entsprechend der Windregistrierung vom 4.: 0—2h E—SE 1, 2—3h S 2, 3—4h SW 3, 4—7h WSW 4—5, 7—16h W—WNW 3—4 m/s.

Zusammenfassung. In der Nacht vom 1./2. fließt Warmluft aus SW—W bis mindestens 2500 m Höhe zu. Die Temperaturzunahme hält in Lindenberg bei S—SSW-Wind bis mindestens 2. 18h an. Zu dieser Zeit zieht WNW-lich von Potsdam das Gewitter vorüber. Die Kaltluftböe (17⁵²) kommt in Potsdam daher aus W, während das Gewitter, übereinstimmend mit der Lindenerger Höhenwindmessung, aus SW zieht. Nimmt man eine Reisegeschwindigkeit dieses Gewitters zu 4 m/s \cong 15 km/h und eine Entstehungszeit von 12h an, so wäre es etwa in der Gegend von Dessau entstanden. Da 14h sogar noch Kassel im Bereich der Warmluft liegt, so ist das Gewitter sicher in der Warmluft entstanden, in der nach dem Lindenerger 14h-Aufstieg trockenadiabatischer Gradient ($\gamma = 0.96$) bis 1500 m herrscht. Auch wird in der Dessauer Gegend die hinreichend hohe potentielle Temperatur angetroffen, die notwendig ist, um das Teilchen bis zur Kondensationshöhe (1.93 km) zu heben. Magdeburg erreicht mit seinem Temperatur-Maximum von 28° C die potentielle Temperatur, die im Lindenerger 18h-Aufstieg im Kondensationsniveau (1.93 km) zu finden ist. Das Gewitter ist also ein Wärmegewitter.

Obwohl in der Nacht vom 2./3. die Winde bis > 2000 m von SSW auf W drehen und dabei die Temperaturen merklich zurückgehen, scheint in dieser Zeit kein Luftmassenwechsel eingetreten zu sein, denn 1. nimmt die Temperaturabnahme von 7.3° am Boden bis 1.8° in 2000 m gleichmäßig ab, 2. bringt der Temperaturverlauf am 3. ein noch höheres Maximum als am 2. Ob nun ein ungewöhnlich starker Tagesgang der Temperatur vorliegt oder der Durchzug eines kleinen Kaltluftkörpers stattgefunden hat, das Gewitter am 2. 18h ist davon unabhängig, da es nicht wie der kühlere Westwind aus W, sondern aus SW zieht. Eine Stabilisierung im großen führt das Gewitter nicht herbei, da bereits 20¹⁵ ein neues Gewitter aus SW nachfolgt.

Am 3. dauert die Temperatursteigerung bis über 2000 m und 13h hinaus an. Dann, von 13—18h, setzt deutliche Abkühlung ein, die an der Gipfelhöhe (2500 m) am größten ist. Hier muß daher Luftmassenwechsel angenommen werden. Damit steht in Übereinstimmung die Temperaturabnahme am Boden in Lindenberg von 29° auf 24.6° von 17²¹—18³⁵ und eine Zunahme der spez. Feuchte von 9.4 auf 10.8. Weiter die Bemerkung: „In den unteren 1500 m 18¹³—18³⁵ sehr starke Vertikalbewegung“. Der Ballon ist offenbar gerade in den Kaltlufteinbruch hineingeraten, der aber in Lindenberg ohne Gewitterbildung vor sich geht: „Erst 22¹⁵ zieht das Gewitter herauf (woher?), das gegen 23⁴⁵ zu Ende geht“, nachdem schon vor 22¹⁵ ferner Donner gehört worden war. Das Potsdamer Gewitter 21³⁴ kann sehr wohl durch diesen Kaltlufteinbruch ausgelöst sein. Dafür sprechen die Abend- und Nachtgewitter in Grünberg, Berlin, Magdeburg und Hannover und in Bromberg. Die Frage, woher die Kaltluft kommt, ist schwer zu beantworten. Die Luftversetzung ist nach dem 13h- und 18h-Aufstieg sehr gering, bis 4500 m < 4 m/s, aus SSE—SSW. Dabei haben die nahe im SE und SSE gelegenen Stationen 19h noch sehr hohe Temperaturen: Dresden 26° bei ESE 2, Prag (21h Ortszeit) 26° bei SE 3, Breslau 27° bei SE 2. Dagegen hat Krakau (21h Ortszeit) 18° bei SE 2, Lemberg (19h MEZ) 18° bei E 1, Hermannstadt (19h MEZ) 22° bei S 2; dabei handelt es sich offenbar trotz der hohen Maxima am 3. (Kr. 26°, Lbg. 25°, Herm. 26°!) um liegendebliebene maritime Kaltluft, die tagsüber in dünner Schicht von unten stark angeheizt wird, abends ebenso schnell abkühlt (der gleiche Sachverhalt findet sich auch am 2.). Es ist durchaus möglich, daß in der Zeit vom 2. 14h bis 3. 21h, also in 31 Stunden, die 550 km lange Strecke Krakau—Potsdam zurückgelegt worden ist. Dazu ist ein SEzE von 18 km/h = 5 m/s erforderlich. Die Winde sind in allen Höhen über Breslau wesentlich stärker als in Lindenberg anzusetzen, da Lindenberg und Potsdam viel näher dem Kern liegen als Breslau. Auch braucht die Luftbahn keine Gerade zu sein. Wir haben es hier also mit einem Gewitter zu tun, das durch advective Abkühlung in der Höhe erzeugt ist („Umsturzgewitter“). Der Kaltlufteinbruch von W, der den unteren Schichten gewaltige Abkühlung bringt, erfolgt erst am 4. zwischen 4 und 7h und hat mit dem Gewitter nichts zu tun. — Die Frage nach einer Stabilisierung ist nicht zu entscheiden, da der nächste Aufstieg (4. 8h) erst erfolgt, als bereits die maritime Kaltluft aus W eingedrungen ist.

Nr. 23. 15. 8. 1923.

Nr. 24. 16. 8. 1923.

15. 19h \mathcal{R}^1 aus W über Z? mit großer Druckspitze und mäßiger Gegenwindböe.
16. 15³⁶ u. 17⁰⁶ \mathcal{R}^1 aus W mit kleinen Druckspitzen und stärkeren Böen.

Potsdam	1923		
	14. 8.	15. 8.	16. 8.
Max.	24.1	27.1	17.9° C
Min.	14.4	13.1	10.2° C
☉ 8 h	—	—	8.6 mm WS
Wind.	WNW 4	S 3	W 5 Beaufort
Zeit	7	7	7 h
Druck	57.2	45.9	52.3 mm Hg
Zeit	21	21	21 h

Hydrometeore:

- 14. ☉¹ 05¹⁵.
- 15. ☉¹ W—E 17¹²—20h, ☉¹ 18—20h.
- 16. ☉⁰ 11³⁰—12¹⁵, 13³⁰—14h.
☉¹ W—E 15²⁷—16³⁰, ☉² 15¹⁵—16h.
☉¹ NW—E 16⁴⁰—19h, ☉² 17—18³⁰ m. U.

Wolken:

- 14. 8h Ce WNW, 18h Ci NW.
- 15. 6h, 8h, 12h, 14h Ci W. 16h Ci WSW.

Lindenberg:

- 14. vorm. fast bedeckt, nachm. auf 3/10 aufheiternd.
- 15. meist 1/2—3/4 bedeckt, ab 17h zunehmend, 18⁴⁵ 10 St, Ns, 19¹⁵ 10 Cb, Ns, ☉tr. ☉ im W, 19³⁰ „☉ ist oben“, ☉², 20⁴⁵ „☉ ist vorüber“.
- 16. vorm. meist 8—10, einzelne ☉tr., „vorübergehend Böen“. 13h „Böe mit ☉¹ vorüberziehend“. 15h Böe aus W heraufziehend, ☉², ▲. ☉ in N vorbeiziehend. 17h „Böe in S vorbei. T in SW“. „Dann wiederholt Böen mit ☉⁰⁻¹“.

Weitere ☉:

- 15. nachm. Bremen, Aachen, Löningen, Magdeburg, Frankfurt, Friedrichshafen, München, Kahler-Asten, Brocken, Zugspitze. 16. 8h — Meldungen im Witterungsverlauf: Keitum, Dresden, Grünberg, Breslau, Karlsruhe, Fichtelberg. Der Nordosten (Kiel, Warnemünde, Swinemünde, Rügenwaldermünde, Königsberg, Memel) bleibt gewitterfrei.
- 16. 8h Wilhelmshaven, vorm. Kiel, Magdeburg.
- 16. nachm. Warnemünde, Löningen, Magdeburg, Grünberg, Breslau, Brocken.

Wetterlage:

- 15. 14h Randtief 757 1/2 Mittel- und — SW-Deutschland, T 752 1/2 Finnland. H 770 Biscaya. Westlich Lyon—Frankfurt a. M.—Magdeburg NW—N 2—5 23—14° (nur Paris und Tours noch 27—29°) Östlich Lyon—Frankfurt a. M.—Magdeburg meist SW—SE 4—2, 36—28°.
- 15. 19h. ☉-Sack 755 Ostpreußen—Böhmen. NW-lich Friedrichshafen—Berlin—Danzig NW—NE 23—13° (nur noch Lyon 32°?). SE-lich Friedrichshafen—Berlin—Danzig SW—SE 25—22°.
- 16. 8h T-Kern 745 Wilna, T-Kern 745 Stockholm, H 770 Biscaya. Westlich Lemberg—Wilna—Reval W 3—6 16—11°. Östlich Lemberg—Wilna—Reval SW—SE 18—12°.
- 16. 14h Sturm-T 745 um den finnischen Meerbusen, an der Ostsee bis Stärke 7 auffrischende W-Winde, Südschweden nur 15°, Süddeutschland und Böhmen nur 17—20°.
- 16. 19h Sturm-T 735 um den finnischen Meerbusen, an der Ostsee nach wie vor starke W—NW-Winde.

Der Schub subtropischer Warmluft folgt einem schwachen Tief nach, das am 14. 19h über S-Frankreich, 15. 8h über W-Frankreich und Belgien liegt und am 15. 19h den ☉-Sack bildet und am 16. 8h mit dem T-Kern Wilna identisch ist. 16. 14h ist es nicht mehr auf der Karte.

Höhenwinde Lindenberg:

	Höhe	122	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
15. 6h Pilot	S 4	SSW 5	W 6	NW 6	WNW 8	WNW 9	WNW 12	WNW 14	WNW 14	
15. 9h Pilot	S 3	SW 3	SW 3	WNW 3	W 8	W 8	W 8	W 11	W 11	
15. 14h Pilot	S 5	S 3	S 4	SW 8	SW 10	SW 10	WSW 15	—	—	
15. 17h D.-Ab.	SSE 6	S 7	S 9	SSW 10	SW 11	(SW 13)	—	—	—	
16. 7h Pilot	WNW 9	NW 15	WNW 15	NW 17	NW 20	NW 20	—	—	—	

Der S—SW-Wind reicht am 15. 6h bis 870 m, 9h bis 1060 m, 14h bis 2820 m.

Die Aerologischen Aufstiege Lindenberg zeigen einen mäßigen Warmluftzufluß vom 14./15. bis über 2000 m Höhe hinauf und einen starken Kälteeinbruch vom 15./16., der einen Temperaturrückgang von rd. 10° C bringt. Den drei ersten Aufstiegen

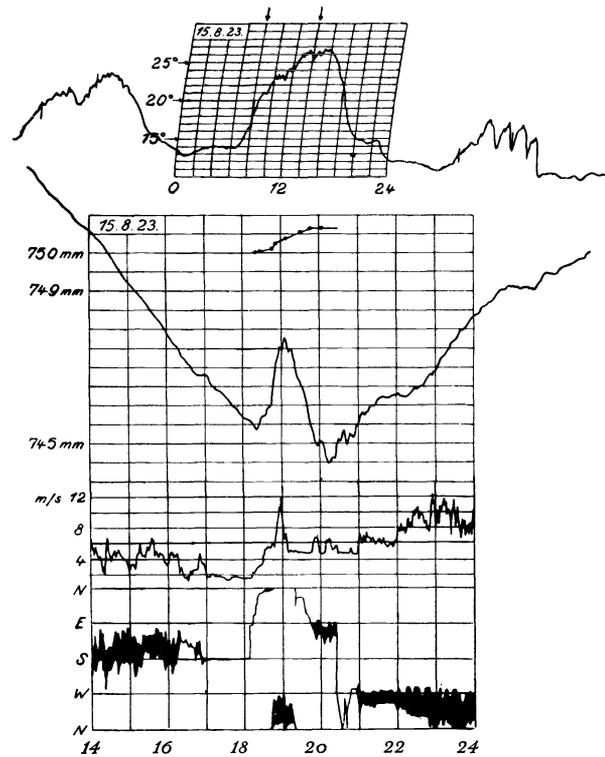


Abb. 27. Registrierungen Potsdam vom 15. 8. 1923.

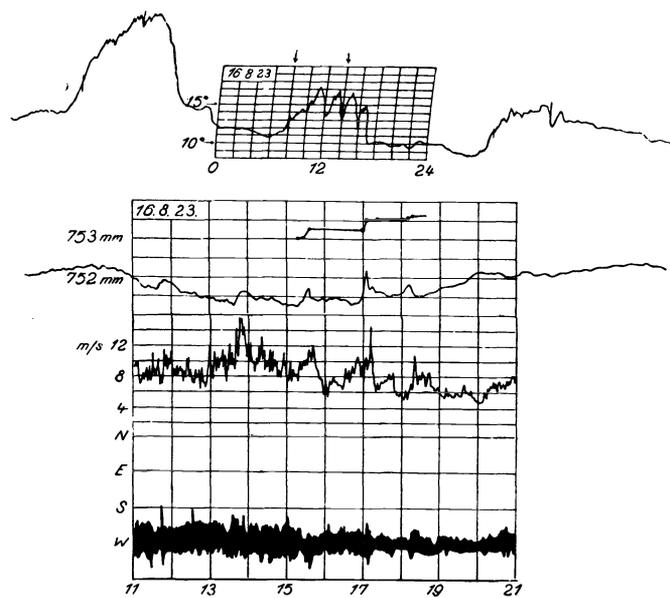


Abb. 28. Registrierungen Potsdam vom 16. 8. 1923.

gemeinsam ist das starke, z. T. überadiabatische Temperaturgefälle den unteren Schichten. Die Kondensationshöhe liegt am 14. in 1520 m, am 15. dagegen in 2250 m, am 16. in 780—700 m. Daß es trotzdem nur am 15. und 16., nicht aber auch am 14. zur Gewitterbildung kommt, hat seinen Grund in der ungewöhnlich starken Inversion am 14. 18 h von 2000 bis mindestens 2610 m von 5.3 . . . 6.3° C, die die vertikalen Bewegungen nicht größere Höhen erreichen läßt. Die Inversion ist hier im wahrsten Sinne des Wortes eine Sperrschicht. Am 15. ist dagegen durch den Zufluß der subtropischen Warmluft die Inversion wesentlich dünner geworden und um 17 h nur noch 280 m stark. Da der S—SW-Wind von 6 h über 9 h bis mindestens 14 h stark an Mächtigkeit gewinnt und sicher wärmere Luftmassen herbeiführt, so dürfte um 19 h die Inversion fast völlig verschwunden sein. — Am 16. handelt es sich offensichtlich um reine Instabilitätsgewitter.

Registrierungen Potsdam. Am 15. zeigt die Vorderseite des Gewitters von 17—18¹⁵ eine deutliche Flaute. Mit dem Nährstrom steht sie offensichtlich nicht im Zusammenhang: Da das Gewitter aus W zieht, müßte er aus E auftreten, also den schon vor dem Gewitter herrschenden SE-Wind noch verstärken. Am wahrscheinlichsten ist die Erklärung, daß die ungestörte Windgeschwindigkeit vor der heranrückenden Kaltfront fast bis zur Stille abnimmt. Während des rasch ansteigenden und während des höchsten Druckes 18⁴²—19¹⁵ weht der Bodenwind aus NW, obwohl das Gewitter von W nach E zieht. Auf der Rückseite tritt von 19¹⁵—20²⁴ ESE auf. Es ist also das Gewitter noch vor der eigentlichen Kaltfront aufgetreten, die nach dem Druckverlauf erst 20²⁴, nach dem Temperaturverlauf gar erst 23 h nach Potsdam gelangt.

Am 16. haben die Wind-, Druck- und Temperaturregistrierungen einen ganz anderen Charakter als alle anderen hier behandelten Fälle: Es ist eine typische Aprilwetter-Registrierung. Sie ist gekennzeichnet durch zahlreiche kleine Druckspitzen mit verhältnismäßig starken Böen, so 13⁴⁵, 15³⁶, 17⁰⁶ und 18¹⁵, dies alles bei tiefen Temperaturen, die über 17° nicht hinausgehen. Es handelt sich also um Instabilitätsschauer, von denen zwei (15³⁶ und 17⁰⁶) mit Gewittern verbunden sind.

Zusammenfassung. Ein NE-wärts ziehendes Tief führt subtropische Warmluftmassen nach Frankreich und der Schweiz (und teilweise Deutschland), wo am 15. die Mittagstemperaturen 36 und 34° erreichen. Diese vermindern die am 14. in 2000 bis 2600 m Höhe vorhandene starke Sperrschicht und machen so den Weg zur Gewitterbildung frei. Ob die Gewitter an der im Westen gelegenen Einbruchfront oder in dem Gebiet stärkster Konvergenz unabhängig von der Front entstanden sind, ist schwer zu entscheiden. Bei der Tageszeit und der Größe des Gewitters dürfte das Gewitter schon einige Stunden alt sein. Andererseits ist es wohl nach 14 h entstanden, da die 14 h-Meldung noch keine Gewitter enthielt. Die Höhenwindgeschwindigkeit um 17²⁹ in 2500 m von 14 m/s \cong 50 km/h ergibt in drei Stunden eine Reise von 150 km. Von Bamberg (Max. 31°) oder Frankfurt a. M. (Max. 30°) wird Potsdam in 3 Stunden sicher nicht erreicht, zudem wäre das eine Richtung aus SW—SSW. Das Gewitter, das aus W heranzieht, scheint demnach an der im W gelegenen Einbruchfront entstanden zu sein, etwa nördlich von Magdeburg (Max. 28°). — Ob der Umsturz durch das Eindringen der Kaltluft am Boden oder durch die oben vordringende Kaltluft erfolgt ist, kann nur unsicher beantwortet werden. Die Zugrichtung des Gewitters aus W (während in der Warmluft SE—SW herrscht), deutet auf Labilisierung von oben hin, ebenso die weitere Rechtsdrehung des Lindenberger Höhenwindes am 15. 14 h in 3000 m. Die oben zufließende Kaltluft braucht nur die geschwächte Inversion von oben her abzubauen, um die Gewitterbildung einzuleiten. Dem Gewitter des 15. geht eine Flaute voraus und die Gewitterböe kommt nicht der Zugrichtung entsprechend aus W, sondern aus NW. Ob das Gewitter im N von Potsdam vorüberzieht, ist aus den Potsdamer Veröffentlichungen nicht zu entnehmen.

Der gewaltige, vom 15. zum 16. eintretende Kaltluft einbruch schafft so starke vertikale Instabilitäten wie beim Aprilwetter. Am 16. treten daher ausgesprochene Instabilitätsböen und -schauer auf, von denen zwei mit Gewittern verbunden sind. Die starke vertikale Instabilität ist sicher eine Folge des starken Höhenwindes (NW 20 m/s in 2000—2500 m), der aus weiter polwärts gelegenen Gebiet relativ kältere Luft herbeischafft als der Unterwind. Daß die Labilisierung der Luft nicht von unten her erfolgt, wie man nach den Potsdamer Gewitterzeiten vermuten könnte, zeigt das 8 h-Gewitter von Wilhelmshaven bei einer Temperatur von +10° C! Es handelt sich also sicher um Labilisierung von oben und damit um „Umsturzgewitter“.

Nr. 25. 27. 4. 1924.

01¹⁸ Nah- Γ ⁰ aus WSW mit Druckspitze und schwacher Gegenwindböe.

Zusammenfassung. Auf der Vorderseite eines westlich von Irland gelegenen Tiefdruckgebietes gelangt subtropische Warmluft am 25. nach Südfrankreich und der Schweiz, am 26. nach SW-Deutschland. Arktische Kaltluft, die am 23. nach Deutschland und Westrußland eingedrungen war, fließt am 25. und 26. auf der Rückseite eines Hochdruckgebietes NW-wärts ab. An dieser gleitet wahrscheinlich die Warmluft auf und es kommt zu einem „Aufgleitgewitter“. Von einem Einbruchsgewitter kann man deswegen nicht sprechen, weil sich die Front vom 26. 19 h bis 27. 8 h um ein erhebliches gegen die Kaltluft bewegt: Lag sie am 26. 19 h noch westlich der Elbe, so liegt sie am 27. 8 h schon östlich der Oder.

Mit der Vorstellung des Aufgleitgewitters stimmt überein, daß das Maximum von München, Bamberg, Friedrichshafen und Frankfurt mit 24° immer noch höher liegt als die potentielle Temperatur in Gipfelhöhe (2050 m) des Aufstieges vom 27. 06⁵³, d. h. die subtropische Warmluft kann sogar ohne Kondensation bis über 2000 m Höhe unter Energiegewinn aufgleiten. Da die relative Feuchte in SW-Deutschland am 26. 14 h rund 50% beträgt, so setzt Kondensation aber schon bei knapp 1500 m Höhe ein; von dieser Höhe an erfolgt aber sehr wahrscheinlich feuchtblabiles Aufgleiten, wodurch hinreichende Energiemengen zur Gewitterbildung frei werden.

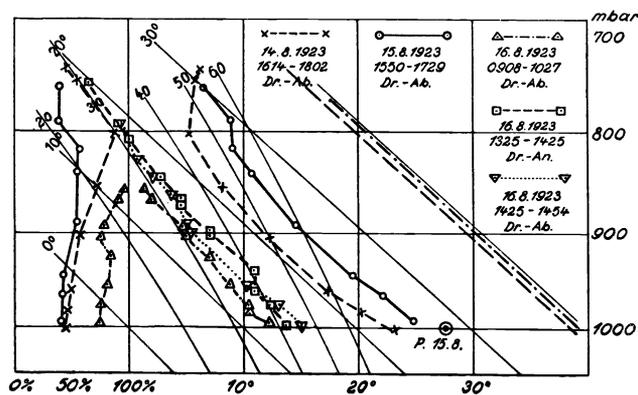


Abb. 29. Aerolog. Aufstiege Lindenberg vom 14./16. 8. 1923.

Nr. 26. 14. 10. 1911.
05⁴⁰ Druckspitze mit Gegenwindflaute ohne Gewitter.

Potsdam	1915		
	13. 10.	14. 10.	15. 10.
Max.	13.7	11.4	8.4 ° C
Min.	2.6	5.3	5.5 ° C
☉	3.4	1.5	— h
☉ o/24	—	6.9	3.1 mm WS
Wind	E 3	E 3	E 4 Beaufort
Zeit	21 h	14 h	21 h
Druck	56.9	55.7	66.0 mm Hg
Zeit	21 h	14 h	21 h

Hydrometeore:

13. ≡⁰ 04—23³⁰.
14. ≡⁰ 07—16h, ☉ tr. 10h, ☉¹ 12¹⁵—13¹⁵, ☉^{0,1} 19³⁰—15. 02³⁰.

Wolken:

13. Ci und Ac, wechselnd stets aus W.
14. 4h, 6h 10; 7h 10 St aus W; 8h 10 Ac SW, St WSW;
10h 10 Sc, Ns SW; 14h 9 Sc WSW; 16h 8 Ci, Ac W. 18h—24h 10.

Lindenbergl:

13. vorm. hohe Bew. ≡⁰, abends klar.
14. vorm. trüb, As 10—9, ≡⁰; nachm. öfters ☉⁰, dauernd bedeckt.

Weitere ☉: Nichts gemeldet.

Wetterlage:

13. 8h H 765 Nordmeer mit schmalem Ausläufer über Norddeutschland, ☉-Sack 760 von der Biscaya über Nantes bis Brüssel.
14. 8h H 765 Nordmeer und Skandinavien. T 760 über der Ems.
14. 14h T 762½ West- und Mitteldeutschland. Nord- und Ostseeküste E—NE—N, B 3—4, 10—12°, Süd- und Mitteldeutschland SW—W, B 1—5, 14—17°.

Temperaturmaxima:

- 10—12°: Borkum, Keitum, Hamburg, Kiel, Wustrow, Rügenwaldermünde, Berlin, Grünberg, Bromberg.
13—15°: Danzig, Königsberg, Memel. — Aachen, Hannover, Magdeburg, Breslau (Friedrichshafen).
16—19°: Kassel, Dresden, Metz, Mülhausen, Karlsruhe, Frankfurt, Bamberg, München.

Höhenwinde Lindenbergl:

	122	500	1000	1500	2000	2500	3000
13. B.-Ab. 14 ⁴⁹	C	WNW 1	ca. W 2	ca. W 4	ca. W 6	ca. W 8	—
14. Pilot 07 ²¹	ENE 5	ESE 2	SSW 3	WNW 3	W 3	W 2	—
14. B.-Ab. 08 ⁴⁹	E 5	W 2	W 2	WSW 2	SW 3
14. B.-Ab. 14 ⁵⁰	E 5	SW 4
14. Pilot 16 ⁵⁴	NE 5	ESE 5	SSE 2	SSW 4	—	—	—

Aerologische Aufstiege Lindenbergl. Die Schichtung ist ungewöhnlich stabil:

- am 13. 08⁴⁸ 1600 m: 7.9°, 122 m: 5.4°, $\gamma = -0.17^\circ \text{C}/100 \text{ m}$
am 13. 14⁴⁹ 1800 m: 8.1°, 122 m: 12.0°, $\gamma = +0.23$
am 14. 08⁴⁹ 1500 m: 8.4°, 122 m: 14.8°, $\gamma = -0.26$
am 14. 14⁵⁰ 1500 m: 7.7°, 122 m: 11.2°, $\gamma = +0.25$

Oberhalb 1500 m tritt ein deutlicher Luftmassenwechsel ein:

	13. 9 h	13. 15 h	14. 9 h	14. 15 h
1000 m	7.9	8.1	7.8	7.7 ° C
2000 m	6.4	7.1	4.6	2.9 ° C
2500 m	—	5.6 ?	0.6	-0.4 ° C

Vom 13. 15h bis zum 14. 15h nimmt also in 2000 m die Temperatur um rd. 4°, in 2500 m um rd. 5—6° C ab. Es erfolgt also ein Kaltlufteinbruch oberhalb der sehr stabilen Schicht von 1500 m Höhe.

Registrierungen Potsdam. Mit der Spitze, die 05³³ beginnt, ist eine deutliche Winddrehung und -abnahme verbunden. Dasselbe wiederholt sich in deutlichster Weise von 11—12h, wo dem Druckanstieg eine deutliche Geschwindigkeitsabnahme entspricht.

Zusammenfassung. Über einer sehr stabilen Schicht von 1500 m (!) Dicke erfolgt vom 13. 15h bis 14. 9h ein Temperaturrückgang, vom 14. 9—15h ein zweiter. In diesen Zeiten treten je eine Druckspitze und Flaute auf. Obwohl es 05³³ nicht zu Gewitter, nicht einmal zu Regen kommt (dieser wenigstens nicht die Erde erreicht), ist es beinahe zwingend, die Druckspitze mit den Vorgängen beim Kaltlufteinbruch in der Höhe in Verbindung zu setzen. Es kann durchaus oberhalb einer geschlossenen St-Decke zur Bil-

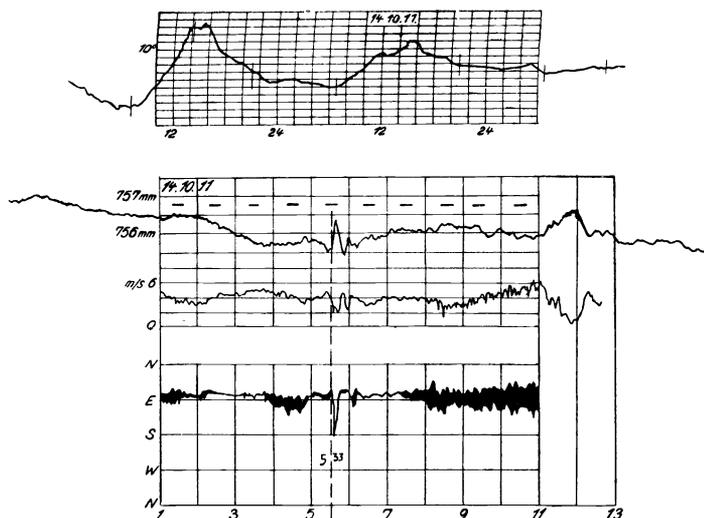


Abb. 30. Registrierungen Potsdam vom 14. 10. 1911.

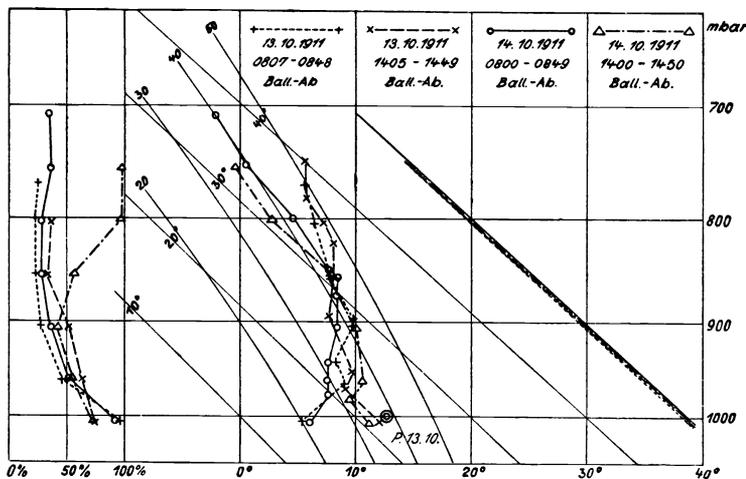


Abb. 31. Aerolog. Aufstiege Lindenbergl vom 13./14. 10. 1911.

dung von Cumulonimben kommen, was durch Luftbilder mehrfach festgestellt worden ist. Sie sind dann von unten überhaupt nicht zu erkennen (4, 6 und 7h Bewölkung 10, um 7h Wolkenform St). Damit stimmt bestens überein, daß während der zweiten, abgeflachten Druckspitze um 12h Regen Stärke 1 angegeben wird.

Es wird wohl heute nicht mehr bestritten, daß es hochgelegene Einbruchfronten und hochgelegene Kälteeinbrüche gibt. Die allerdings notwendige Voraussetzung sehr stabiler Schichtung der darunter gelegenen Massen ist hier weitgehend erfüllt. — Der Störwind ist schwach, SW 5 m/s, und stimmt mit der Zugrichtung der Ac am 14. 8h überein.

Nr. 27. 29. 3. 1913.

12³⁰ Druckspitze mit schwacher Flaute ohne Gewitter.

Zusammenfassung. Bei einer über 4500 m hinaufreichenden SE-Strömung, die horizontal weit ausgedehnt ist und Tropikluftmassen herbeiführt, herrscht über ganz Deutschland warmes, trockenes und vielfach heiteres Wetter. Gewitter-, Wetterleuchten-, Hagel- und Regenmeldungen fehlen. Selbst ein abgestorbenes Gewitter ist daher wenig wahrscheinlich. Trotzdem tritt in Potsdam eine Druckspitze mit Flaute auf. Allerdings ist die Druckspitze lange nicht so ausgeprägt wie am 14. 10. 1911 (Nr. 26). Die Flaute bei E-Wind würde auf eine von W nach E ziehende Böe hinweisen. Von einer nicht weiter belegten Störung des Druckfeldes bei Dresden abgesehen, deutet nichts auf eine solche Böe und nichts auf eine W—E-Zugrichtung hin. Nur die Cirren ziehen um 10h in Potsdam, um 14h in Lindenberg aus W (um 16h dagegen in Potsdam aus S). Für einen böenähnlichen Vorgang im Ci-Niveau sprächen folgende Gründe:

1. Die Flaute und die Zugrichtung der Cirren aus W. 2. Die starke Bewölkung 29. 10h 9¹ Ci W, 12h 10¹ (ohne Angabe der Wolkenform), 14h 9¹ (ebenso), 16h 10⁰ Ci, Cs, St. Doch erscheint diese Vorstellung als so gewagt, daß sie ohne Bestätigung durch weitere Fälle nicht als Erklärung angesehen werden kann. — Das Wahrscheinlichste ist, die Druckspitze als einen zufällig besonders starken Ausdruck der barometrischen Unruhe anzusehen, die deutlich bis 18h anhält. Die Gründe der Unruhe bleiben freilich ungeklärt.

4. Zusammenfassung.¹⁾

A. Gewitter in der ungeschichteten Troposphäre im Sommer.

1. Der Luftdruckgang zeigt ganz überwiegend Druckspitzen, nur in Ausnahmefällen Druckstufen.

Das beweist, daß die Gewitter ganz überwiegend nicht an eine Luftmassengrenze gebunden sind, insbesondere nicht an den Steilrand eines großräumigen Kälteeinbruches.

2. Der Verlauf der Windgeschwindigkeit zeigt gleichfalls keine Stufen, sondern stets Spitzen. (Raethjen) (26)²⁾. Das zeigt zwingend, daß die Gewitterböe nicht durch die Translationsgeschwindigkeit einer schneller bewegten großräumigen Kaltluftmasse erklärt werden kann, sondern daß sie auf einen Raum unter der Gewitterwolke³⁾ beschränkt ist. Die Windrichtung bleibt — sofern das Gewitter zentral zieht — meist unverändert.

3. Der Temperaturgang zeigt tags teils Trichter, teils negative Stufen. Im Falle der Trichter ist kein Zweifel, daß die Temperaturerniedrigung eine Folge der Niederschläge und nicht das Umgekehrte der Fall ist. (Raethjen (26), Suckstorff (40).) Im Falle der negativen Temperaturstufen macht es der Luftdruckgang mehr als wahrscheinlich, daß auch die nach dem Gewitter noch vorhandene Kaltluft eine Folge des Gewitters, eine dünne Kaltluftschleppe ist.

4. Die vertikale Schichtung der Luftmasse, in der das Gewitter entsteht, ist trockenlabil bis zum Kondensationsniveau, feuchtlabil darüber, ganz gleich, welcher Art die Auslösung ist. (Notwendige, aber nicht hinreichende Bedingung.)

5. Hinreichende Ergänzungsbedingung ist

a) in der größeren Zahl der Fälle eine Konvergenz des Stromfeldes der Warmluft (Scherhag) (34), sei es, daß innerhalb eines Tiefdruckkernes die Kaltluft den Warmsektor einschränkt, sei es, daß bei unveränderter Lage der Kaltluftgrenze die geometrische Konvergenz der Stromlinien ausreicht. In diesen Fällen entsteht das Gewitter abseits aller Fronten innerhalb der Warmluft (Wärmegewitter).

b) in einer geringeren Zahl der Fälle die Konvergenz der Strömung unmittelbar an der Kaltfront. Die dort entstehenden Gewitter lösen sich jedoch fast stets — vielleicht schon vor der Entwicklung luftelektrischer Erscheinungen — von der Front ab und treiben mit den meist von der Front nach der Warmluft gerichteten Höhenwinden in der Warmluft bis weit vor die Front. Bei dieser Trift finden sie infolge der labilen Schichtung die Möglichkeit, sich vom isolierten Cumulonimbus zur Gewitterwolke größter vertikaler und horizontaler Ausdehnung zu entwickeln (Abgelöste Frontgewitter).

6. Die Stabilisierung beschränkt sich überwiegend auf den durch die Gewitterwolke eingenommenen Raum. Das zeigt einmal der unmittelbare Augenschein, da die aufsteigende Warmluft überwiegend

¹⁾ Vgl. hierzu Tab. 1—6, S. 31—33.

²⁾ Die in Klammern gesetzten Zahlen beziehen sich auf das Schrifttumsverzeichnis S. 54.

³⁾ Wie einige Lindenberger Registrierungen aus dem Jahre 1939 zeigen, kann die Breite der Böe die Breite der Gewitterwolke merklich überschreiten.

durch Kondensation sichtbar wird, weiter die Tatsache, daß in vielen Fällen nicht ein einzelnes Gewitter, sondern zwei oder mehr Gewitter in rascher Folge über ein und denselben Ort hinweg ziehen.

7. Es kann also als sicher angesehen werden, daß im Sommer, sobald die latente Wärme des Wasserdampfes stark genug ins Gewicht fällt, die aufsteigende Bewegung der konvergierenden Warmluft im Warmsektor zu einem großen Teil durch die in den Gewitterwolken sichtbaren Schloten erfolgt.
8. Weiter kann als sicher angesehen werden, daß in vielen Fällen über großen Flächen keine Umlagerungswalzen auftreten, sondern eine zellenmäßige Umlagerung erfolgt. Die aufsteigende Bewegung der sommerlichen, konvergenten Warmluft erfolgt im großen gesehen ungeordnet, im kleinen gesehen geordnet, wo „größere Flächen“ die Größenordnung $100 \text{ km} \times 100 \text{ km} = 10\,000 \text{ km}^2$, „kleine Flächen“ die Größenordnung $10 \text{ km} \times 10 \text{ km} = 100 \text{ km}^2$ besitzen. — Es treten aber auch in manchen Fällen seitlich weit ausgedehnte Liniengewitter von mehr als 100 km Breite in der horizontalhomogenen Warmluft auf, die anscheinend nur als Wärmegewitter zu deuten sind, so die Gewitter in Ostpreußen am 2. 6. 1903 (42). Freilich wäre zu zeigen, daß es sich dabei nicht um Umsturzgewitter auf der Rückseite eines Hochdruckgebietes wie bei Nr. 22 handelt.
9. Die Gewitter erweisen sich daher sowohl in ihrer Entstehung wie in ihrer Auswirkung als ein wesentlicher Bestandteil des vertikalen Masse-, Wärme- und Feuchteflusses in den sommerlichen Tiefdruckgebieten. Sie spielen in der Vertikalen eine ähnliche Rolle wie nach Hann und Defant die Tiefdruckgebiete der gemäßigten Breiten im Wärmeaustausch zwischen Subtropen und Pol, freilich mit dem Unterschied, daß das Gewitter einen fast einseitig gerichteten Massenfluß nach oben darstellt. Ersatz für die aufsteigende Luft durch eine absteigende Bewegung in der Warmluft ist in den meisten Fällen nicht notwendig, infolge der horizontalen Konvergenz der Warmluft am Erdboden.
10. Ist einmal ein Gewitter voll entwickelt, so kann es weitgehend von den Verhältnissen am Boden unabhängig werden. Das zeigt der Gewitterzug über das Hochgebirge (Prohaska) (24), wie über die nächtliche Bodeninversion (und über ausgedehntere Kaltluftmassen, siehe I 3.). Daraus geht hervor, daß bei dem vollentwickelten Gewitter die Energiequelle in der Gewitterwolke selbst, d. h. in der latenten Wärme des Wasserdampfes allein liegen kann, und daß unter der voll entwickelten Gewitterwolke kein freies Aufsteigen zu erfolgen braucht, z. B. nachts, die Warmluft vielmehr von der Wolke auch aufgesogen werden kann. Dazu ist nur erforderlich, daß oberhalb des Kondensationsniveaus die Kondensationswärme die Wolkenluft so weit erwärmt, daß die dann entstehende potentielle Energie noch die Ansaugarbeit leisten kann.

B. Gewitter in der geschichteten Troposphäre im Sommer.

1. Eine erstaunlich große Zahl von Gewittern mit ausgesprochener Gewitternase (Druckspitze) weist einen ganz anderen Verlauf von Windgeschwindigkeit und Windrichtung auf als den normalen, der unter A 2. beschrieben wurde. Es treten drei kennzeichnende Fälle auf: Während des Druckanstieges nimmt die Windgeschwindigkeit

a) ab bei ungeänderter Windrichtung	}	Flaute
b) ab bei einer fast um 180° gedrehten Windrichtung		
c) zu bei einer fast um 180° gedrehten Windrichtung = Gegenwindböe.		
2. Da der Abfall der Windgeschwindigkeit am Boden gleichzeitig mit dem Druckanstieg erfolgt, diesem nicht vorangeht, kann er nicht durch einen in das Gewitter einfließenden Nährstrom erklärt werden.
3. Die Windrichtung am Boden während des Druckanstieges ist im Falle c) und b) annähernd gleich der Zugrichtung des Gewitters, im Falle a) annähernd entgegengesetzt der Zugrichtung des Gewitters, vorausgesetzt, daß das Gewitter hinreichend zentral zieht.
4. Das überraschende Auftreten von Flaute oder Gegenwindböen wird durch die aerologischen Messungen völlig geklärt: Flaute und Gegenwindböen treten auf der Vorderseite des Gewitters dann und nur dann auf, wenn unterhalb des Gewitters in der Vertikalen eine kräftige Windschichtung vorhanden ist, derart daß die Zugrichtung der Gewitter dem ungestörten Bodenwind annähernd entgegengesetzt ist. Diese Aussage wird auch durch die unmittelbaren Beobachtungen der Gewitterzugrichtung bestätigt. Es ist wichtig, daß sich Flaute und Gegenwindböen sowohl bei östlichem Boden- und westlichem Höhenwind als auch bei westlichem Boden- und östlichem Höhenwind nachweisen ließen.
5. Flaute und Gegenwindböen treten unabhängig davon auf, ob sich unter der Gewitterwolke Sperrschichten finden oder nicht.

6. Ist unter dem Gewitter keine Sperrschicht vorhanden, dann kann es trotz der Windschichtung zu Wärmegewittern kommen. Alsdann erfolgt die Konvektion vom Boden bis zum Gewitter.
7. Ist dagegen unter dem Gewitter eine hinreichend starke Sperrschicht vorhanden, so können die am Boden gelegenen Luftmassen an der Konvektion nicht teilnehmen. Die Ernährung des Gewitters erfolgt dann durch die Warmluftmassen, die oberhalb der Sperrschicht liegen. In diesen Fällen handelt es sich meist um Aufgleit-, seltener um Einschub-, am seltensten um Einbruchsgewitter.
8. Ist unter dem Gewitter eine Sperrschicht vorhanden und liegt unter dieser hinreichend kalte Luft, so kann der Niederschlag unter der Sperrschicht keine merkliche Abkühlung bringen. Alsdann ist die am Boden registrierte Druckspitze von oben her aufgeprägt. Es ist bemerkenswert, daß dies gelegentlich durch eine Schicht von mehr als 1000 m Dicke erfolgt.
9. Es kann daher auf Grund von 4. und 8. als sicher angesehen werden, daß Flauten und Gegenwindböen dadurch zustande kommen, daß die horizontalen Gradientkräfte, die der Gewitternase (Druckspitze) entsprechen, die ursprüngliche Strömung am Boden im Falle a) hemmen, im Falle b) gerade umzudrehen vermögen, in Falle c) so groß sind, daß sie noch eine Böe entgegengesetzter Richtung erzeugen können. Oder anders ausgedrückt: Ist g der absolute Betrag des „Grundwindes“ (ungestörten Bodenwindes), s der absolute Betrag des entgegengesetzt gerichteten Störwindes, so ist im Falle a) $g > s$, im Falle b) $2g > s > g$, im Falle c) $s > 2g$.
10. Die Gewitterflauten treten meist, aber keineswegs ausschließlich nachts, die Gegenwindböen meist, aber keineswegs ausschließlich nachmittags auf. Das erklärt sich jetzt leicht aus dem Umstande, daß der Störwind nachts meist wesentlich kleiner ist als am Tage.
11. Durch den Zufluß von Kaltluft in der Höhe (Labilisierung von oben, (Reidat (29)) werden Gewitter nur vereinzelt ausgelöst (Scherhag (34)). Nur zwei Umsturzgewitter wurden für die Sommerzeit ermittelt: Im ersten eilt die Kaltluft oben (d. h. im Wolkenniveau) der Kaltfront am Boden voraus, im zweiten fließt die Kaltluft auf der Rückseite eines Hochdruckgebietes von Süden her in das Gewittergebiet ein. Der Gang des Bodenwindes richtet sich auch hier nach der vertikalen Windschichtung. (Vgl. zu den Umsturzgewittern Abschnitt II. 4.)

C. Die Wintergewitter.

Von ihnen konnten nur zwei Fälle behandelt werden: Das eine erwies sich als feuchtlabiles Gewitter, in Übereinstimmung mit Hann's Aussage (Lehrbuch der Meteorologie, 3. Auflage, 1915, S. 667), daß bei dem Wintergewitter zuweilen „von einer unteren Begrenzung der Gewitterwolke gar nicht die Rede sein kann. Die Wolke reicht bis zur Erdoberfläche herab . . .“. Alsdann genügt eine feuchtlabile Schichtung um große vertikale Umlagerungen herbeizuführen. Das zweite behandelte Wintergewitter erwies sich als Umsturzgewitter, gebunden an ein Sturmtief. Auch hier wurde Hann's Auffassung bestätigt, der über die „Wirbelgewitter“ sagt (S. 693), daß „die Kälte . . . oft in der Höhe früher einzutreten scheint als in den unteren Luftschichten“.

D. Für die Gewittervorhersage ergeben sich folgende Aussagen:

1. Bleiben oder werden im Vorhersagezeitraum die Isobaren konkav gegen den hohen Druck, d. h. ist oder wird das Stromfeld merklich divergent, so sind keine Gewitter zu erwarten, selbst wenn sich am Mittag trockenadiabatischer Temperaturgradient bis 1000 m Höhe oder mehr einstellt.
2. Bleiben oder werden im Vorhersagezeitraum die Isobaren konkav gegen den tiefen Druck, so sind Gewitter zu erwarten, wenn die Schichtung hinreichend labil wird (nahezu trockenadiabatischer Gradient bis zum Kondensationsniveau, feuchtdiabatischer Gradient darüber) und wenn die Feuchte der untersten Luftschichten hinreichend groß ist ($s_0 > 5 \text{ g/kg}$ sei ein erster Anhalt).
3. Dabei ist nicht notwendig, daß sich die trockenadiabatische Schichtung in dem Prognosegebiet einstellt: Es können die Gewitter auch in einem mehrere Hundert km entfernten Gebiet entstehen und dann über eine unten stabil geschichtete Luftmasse hinwegziehen.
4. Die Entscheidung darüber, ob ein Gewitter in ein von Gewitterbildung freies Gebiet eindringt, bringt der Höhenwind oberhalb des Kondensationsniveaus (etwa zwischen 4000 und 6000 m Höhe). Man beachte die großen horizontalen Luftversetzungen, die ein konstanter Höhenwind erzeugen kann: schon ein Höhenwind von 10 m/s verfrachtet in 12 Stunden ein Gewitter um 432 km, z. B. von 14 h des Vortages bis um 2 h morgens von Frankfurt a. M. nach Berlin.
5. Eine besonders starke Gewitterböe ist bei sonst gleichen Verhältnissen dann zu erwarten, wenn der Bodenwind praktisch dieselbe Richtung wie der Wind oberhalb des Kondensationsniveaus besitzt.

Die in den Abschnitten I 2. und 3. und Tab. 1—6 gegebenen Darstellungen der Beobachtungsergebnisse können keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben. Wahrscheinlich werden noch andere Typen von Gewitterböen, sicher aber andere Typen von Gewittern ohne Böen auftreten. Doch dürften in der gegebenen Darstellung die meist auftretenden Formen erfaßt sein. Wenn dabei die „Frontgewitter“ fehlen, so hat das seinen Grund darin, daß der Sammelbegriff „Frontgewitter“ aufgelöst wurde. Einbruchs-, Aufgleit-, Einschub-, Umsturz- und Feuchtlabile Gewitter können sämtlich als Frontgewitter auftreten.

Tabelle 1. Böen B. Kinematik.

Nr. des Einzelfalls	Datum	Gewitterbeob. Potsdam			Böe Potsdam					Bodenwind Potsdam				Höhenwind Lindenberg				Höhere Wolken Potsdam					
		erster Donner Zeit	wahre Zug-Richtung	zog vor-über	Zeit	Richtung	m/s	Störvektor	Richtung	m/s	vorher	nachher	Richtung	m/s	Richtung	m/s	Zeit	Schicht	Richtung	m/s	Zeit	Art	Richtung
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20			
1 B	29. 5. 24	11.57	SE	Z	14 ^{3/4}	E	15	E	11	E	4	ENE	4	09	0.3/3.0	SE	10—12	12 u. 18	Ci	SE			
2 B	22. 7. 14	17.19	SSE	E	17 ^{3/4}	SE	12	SE	10	ESE	2	SE	2	14	1.5/3.5	SzE	3—4	16	Cs	SW			
3 B	11. 9. 14	17.05	SW	Z	17 ^{1/4}	WSW	16	WSW	11	SW	5	SSW	4	15	0.1/3.0	SW	7—18	14	Ci	SSW			
4 B	11. 9. 14	19.16	SW	Z	19 ^{3/4}	SW	11	WSW	7	S	5	SSW	6	20	0.1/1.9	SW	5—16	18	Cs, Cb	SW			
5 B	30. 6. 11	12.10	WSW	S	12 ^{1/2}	SSW	11	S	5	WSW	7	SW	7	14	0.5/2.8	SW	12—19	09	Cc	WSW			
6	23. 4. 16	03.20	SW	NW	03 ^{3/4}	WNW?	11	?	?	ESE	6	W	7	08	0.1/2.5	W	9—13—8	22.16	Ci	SW			
7 B	14. 2. 16	—	—	—	23 ^{1/2}	W	17	?	?	SW	6	W	10?	21	0.5/1.5	W	17—20	21	Ac	W			
8 B	27. 2. 12	14.00	WNW	N	14 ^{1/4}	W	17	WNW	11	SW	7	WSW	6	14	0.5/1.5	W	23	14	Ac	W			
9 B	27. 2. 12	15.36	?	S	16	W	17	W	9?	WSW	6	W	10	28.08	1.0/2.3	W	19—24	—	—	—			

Tabelle 2. Böen B. Aerologie.

Nr. des Einzelfalls	Registrierungen Potsdam					Aufstiege Lindenberg										Potsdam θ_0 max.
	δp_0 Typ S=Spitze	δt_0 °C	ζ km	Regen mm	wann?	Zeit h	s_0 g/kg	Schicht km	$\gamma^0 C/100 m$ oder Invers.	h_k km	dT_0 °C	Zeit	h km	θ_h °C		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
1 B	S 1.0	-7	0.44	12.0	Rück.	08.56	10.5	0.1/2.3	(0.61) ¹⁾	1.22	(+4 ^{1/2}) ¹⁾	08.56	1.22	23.7	25.3	
2 B	S 0.6	-9	0.21	8.3	Rück.	08.42	12.1	0.5/2.0	0.88	1.48	+2 ^{1/2}	14.07	2.40 ²⁾	32.5 ³⁾	32.0	
3 B	S 0.9	-9	0.31	3.4	?	15.21	8.4	0.1/1.9	0.91	1.86	+1 ^{3/4}	15.21	1.86	26.1	26.2	
4 B	S 0.6	+ 1/2	neg.	6.0	?	20.14	8.6	0.3/1.9	0.88	1.63	+1 ^{1/4}) ⁴⁾	—	—	—	—	
5 B	S 0.6	-4 ^{1/2}	0.41	0.4	?	14.10	6.4	0.1/2.0	1.04	2.43	+1	14.10	2.43	26.7	26.5 ⁵⁾	
6	S 1.5	+1	neg.	4.2	?	08.44	6.8	0.1/1.9	0.35	(0.37) ⁶⁾	—	08.44	1.90	22.5	23.3 ⁷⁾	
7 B	S 0.9	-1 ^{1/2}	1.85	2.3	?	21.06	5.2	0.5/1.7	0.74	0.90	+5 ^{3/4}	09.59 ⁸⁾	1.69	6.8 ⁹⁾	6.8 ¹⁰⁾	
8 B	S 1.0	-3 ^{1/2}	0.88	3.7 ¹¹⁾	?	14.02	6.3	0.1/1.5	0.61	~0	~0	14.02	0.81	9.8	9.8	

1) Morgenaufstieg! — 2) Voraussichtl. Kond. Niveau 14.07. — 3) Zu hoch. Apparat verstrahlt. — 4) Gültig für das Teilchen in 300 m Höhe. Am Boden wird $dT_0 = +7\frac{1}{2}^0$. — 5) Für Lindenberg. — 6) Nur für die tiefen Ns. — 7) Am 22. 16h. — 8) Am Nachtag. — 9) In der Kaltluft oben, in 1670 m. — 10) In der Warmluft, unten am Erdboden. — 11) ● und Δ.

Tabelle 3. Böen B. Dynamik.
P = Potsdam, L = Lindenberg, WL = Warmluft, KL = Kaltluft.

Nr. des Einzelfalls	In P oder L Labilität vor dem Gewitter bis km	Wann folgt innerhalb 12 h			Wetterlage	Wodurch erfolgt die Auslösung des Gewitters?	Warum folgen am Nachtag keine Gewitter?	Gewitterart
		weiteres Gewitter?	Luftmassenwechsel?	Stabilisierung?				
	1	2	3	4	5	6	7	8
1 B	1.65 > h_k	P < 22 h	keiner	keine	TA Ärmelkanal—Schlesien	Konvergenz vor KL	30. wieder ∇	Wärmegewitter
2 B	2.40 = h_k	P < 23. 5 h	23. 5 h	23. 5 h	TF Skagerrak—Böhmen	Konv. in der WL	23. wieder ∇	Wärmegewitter
3 B	1.86 = h_k	∇ Nr. 4 20 h	—	—	T 745 N-Nordsee mit schw. ∇ Sack S-Deutschland	Konv. vor KL	—	Wärmegewitter oder abgelöstes Frontgewitter
4 B	—	L < 24 h	12. 6 h?	12. 6 h		„ „ „	KL-Einbr. aus W	
5 B	2.43 = h_k	P < 30. 16 h	30. 17 h	30. 17 h	schw. TA S-Deutschland	Konv. vor KL-Einbruch	KL-Einbr. aus W	Wärmegewitter
6	—	kein	23. 03 h	—	TF Skagerrak—Böhmen	KL-Einbruch	konkave Isob.	Einbruchsgewitter
7 B	—	P \approx 15. 0 h	15. 0 h	15. 0 h	Sturmwirbel 740 Skagerrak	KL-Einbr. überhäng.	konkave Isob.	Umsturzböe. Nur Dresden ∇
8 B	0.81 > h_k	∇ Nr. 9 16 h	keiner	keine	Sturm-T 735 Nordmeer	Konv. vor hochgelegener Front	konkave Isob.	Feuchtlabiles Gew.
9 B								

Tabelle 4. Flauten F und Gegenwindböen G. Kinematik.
Die durch ein * gekennzeichneten Zeiten beziehen sich auf den Vortag.

Nr. des Einzelfalls	Datum	Gewitterbeob. Potsdam			Flaute oder Gegenwindböe Potsdam					Bodenwind Potsdam				Höhenwind Lindenberg				Höhere Wolken Potsdam		
		erster Donner Zeit	wahre Zug-Richtung	zog vor-über	Zeit	Richtung	m/s	Störvektor Richtung	m/s	vorher Richtung	m/s	nachher Richtung	m/s	Zeit	Schicht	Richtung	m/s	Zeit	Art	Richtung
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
10 F	20. 5. 24	14.45	W	Fern	16 $\frac{1}{4}$	WNW	3	WNW	9	E	7	E	5	14	1.0/1.2	WSW	6—7	18	Ac	W
11 F	21. 5. 24	05.36	W	Nah	05 $\frac{3}{4}$	SW	2	W	8	E	5	E	7	08	0.5/1.1	E	12—5	06	Cb	W
12 F	2. 6. 13	22.40*	<	W	02 $\frac{1}{4}$	NW	3	WNW	7	E	6	E	4	21*	1.0/3.2	SE	8—4	07	Ci	SSW
13 F	18. 7. 18	02.07	W		02	SSW	2	W	6	ESE	5	ESE	7	18*	2.0/2.5	W	4—7	17.18	Ci	W
14 F	18. 7. 18	05.25	W		06 $\frac{1}{2}$	S	4	WSW	6	ESE	6	ESE	6	06	2.0/2.5	W	7—8	18.07	Cb	SW
15 G	5. 7. 26	16.08	S	W	16 $\frac{1}{4}$	SW	13	WSW (20)	E	8	E	E	4	15	2.0/2.5	SE	10	—	—	—
16 G	16. 5. 12	kein Gewitter			02	SW	10	WSW	15	E	6	E	6	15*	1.5/2.0	WNW	2—7	15.14	Ac	W
17 G	13. 8. 17	21.40	SW	Z	23	SW	11	WSW	13	ESE	5	ESE	3	18	2.0/2.9	SSW	6—7	18	Ci	WSW
18 G	23. 5. 14	18.40	W	Z	19 $\frac{1}{2}$	WSW	16	WNW	20	SSE	5	S	7	15	1.5/3.5	SW	8—6	10	Ci	WSW
19 G	17. 7. 14	15.28	E	Z	16 $\frac{3}{4}$	SE	6	ESE	8	W	3	SW	5	16	1.5/2.0	E	5	16	Cb	ENE
20 G	18. 7. 14	14.47	E	N	16	ESE	11	ESE	16	WNW	5	NW	4	15	1.5/3.2	NNE	5—3	18	Ac	E
21 G	2. 7. 16	17 $\frac{1}{2}$?	SW	WNW	18	W	10	—	—	S	4	E	5	18	1.0/2.0	SSW	5	16	Ci	SW
22 G	3. 7. 16	20.17	S	Z	21 $\frac{1}{2}$	S	12	SSW	14	NE	4	E	2	18	3.5/4.5	SSW	2—4	16	Ci	WSW
23 G	15. 8. 23	17.12	W	Z	19	NW	12	—	—	S	2	SSE	5	14	3.0	WSW	15	16	Ci	WSW
24 B	16. 8. 23	15.27	W	Z	15 $\frac{1}{2}$	WNW	12	—	—	W	9	W	7	14	1.0/2.4	W	18	—	—	—
25	27. 4. 24	00.45	WNW	S?	01 $\frac{1}{4}$	SW-W	8	—	—	ESE	7	E	2	07	0.5/2.0	WNW	15	14	Ce	SSW
26 F	14. 10. 11	kein Gewitter			05 $\frac{1}{2}$	S	2	SW	5	ENE	4	ENE	4	08	2.5/3.0	WSW	2—3	08	Ac	SW
27	29. 3. 13	kein Gewitter			12 $\frac{1}{2}$	ESE	7	WNW	3	ESE	10	ESE	10	14	05./4.5	SSE	18—14	10	Ci	W

Tabelle 5. Flauten F und Gegenwindböen G. Aerologie.
Die durch ein * gekennzeichneten Zeiten beziehen sich auf den Vortag.

Nr. des Einzelfalls	Registrierungen Potsdam					Aufstiege Lindenberg										Potsdam ϑ_0 max.
	δp_0 Typ. mm S=Spitze	δt_0 °C	ζ km	Regen mm wann?		Zeit h	s_0 g/kg	Schicht km	γ °C/100 m od. Inver.	h_k km	dT_0 °C	Zeit	h km	ϑ_h °C		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
{10 F	S 1.3	-1 $\frac{1}{4}$	3.2	4.8	während	14.23	9.5	0.3/1.0	12.5/13.5 (1.3)	(+10)	14.23	1.00	22.5	23 ¹⁾		
{11 F	S 1.6	-1 $\frac{1}{2}$	9.9	3.1	„	07.46	7.1	0.5/1.0	8.0/9.9	—	—	1.15	19.5	—		
12 F	S 0.8	± 0	∞	0	„	21.07*	10.5 ²⁾	0.1/1.0	16.8/16.8	1.9 ²⁾	(+7 $\frac{1}{2}$) ²⁾	21.07*	1.9	29	28 ³⁾	
{13 F	S 1.2	-2 $\frac{1}{2}$	1.5	7.7	Rück?	06.24	11.6	—	—	—	—	—	—	—		
{14 F	S? 1.5	+1 $\frac{1}{2}$	neg.	1.6	?	06.24	6.7 ⁴⁾	0.1/0.2	18.0/22.3	3.4 ⁴⁾	(+12 $\frac{1}{2}$) ⁴⁾	06.24	3.4	36	36 ⁵⁾	
15 G	S? 1.5	-7 $\frac{1}{2}$	0.62	18.4	Rück	15.25	11.9	0.1/1.0	0.97	0.90	± 0	15.25	1.55	25.9	25.9	
16 G	S 2.0	-1 $\frac{1}{2}$	4.1	3.6	„	14.22*	5.2	1.0/1.2	7.4/8.3	(2.7)	(+10)	15.00*	2.4	25.0 ⁶⁾	26 ⁷⁾	
17 G	S 1.7	-2	2.6	5.7	„	18.43	10.3	0.1/1.3	0.85	1.28	+1 $\frac{3}{4}$	18.43	1.28	24	25.5	
18 G	S? 2.4	-8 $\frac{1}{2}$	0.87	11.2	„	15.36	6.8	0.1/1.5	0.96	2.70	(+4)	15.36	2.70	29	28.3	
{19 G	S 1.0	-10	0.31	17.8	„	21.00	12.4	0.1/0.7	18.4/19.6	(1.5)	(+10)	16.24	0.80 ⁸⁾	24.0	25.8	
{20 G	S? 0.8	-10	0.25	11.5	„	15.08	11.3	0.1/1.35	0.97	1.35	+1 $\frac{1}{2}$	15.08	1.35	26.0	27.5	
{21 G	S 2.3	-9	0.79	3.4	?	18.14	9.0	0.1/1.9	0.84	1.93	+2 $\frac{1}{4}$	18.14	1.93	27.8	28 ⁹⁾	
{22 G	S 1.7	-4 $\frac{1}{2}$?	1.17	4.9	?	18.35	10.8	0.1/1.4	0.98 ¹⁰⁾	1.42	+2	18.35	1.42	26.5	26.2	
{23 G	S 2.8	?	?	—	während u. nach Druck-An.	17.29	8.2	0.1/1.7	0.99	2.25	+4	17.29	2.25	29.7	28 ¹¹⁾	
{24 B	S 0.4	-3 $\frac{1}{2}$	—	●	?	13.25	8.2	0.1/1.2	0.85	0.70	+2	13.25	0.70	16.0	17.7	
25	S 2.0	+1 $\frac{1}{4}$	neg.	3.9	Rück	14.40*	6.4 ¹²⁾	0.4/0.6	7.4/9.4	1.28 ¹²⁾	(+3) ¹²⁾	06.53	2.1	22	24 ¹³⁾	
26 F	S 0.8	± 0 ?	∞	—	—	08.49	(5.5)	0.1/1.5	6.2/7.8	—	—	—	—	—	—	
27	S? 0.7	± 0	∞	0	—	13.58	6.6	0.7/0.9	7.2/8.8	(2.31)	(+13)	08.01	1.78	22.3	19 ¹⁴⁾	

1) In Aachen 14h. Maxima Frankfurt 28, Bamberg 27, Friedrichshafen 26°. — 2) Gültig für das Teilchen in 500 m. — 3) = Temp. Max. Bamberg u. Prag am 1. — 4) Gültig für das Teilchen in 200 m. — 5) = Temp. Max. Karlsruhe am 17. — 6) Extrapoliert. — 7) = Mittl. Max. am 15. 14h SW-Deutschland. — 8) Gültig für 16h24. — 9) = Temp. Max. Magdeburg. — 10) Dazu Bodentemp. von 18h 13. — 11) = Temp. Max. Magdeburg. Für P ϑ_0 max = 27.3. — 12) Gültig für das Teilchen in 580 m. — 13) = Mittel der Temp. Max. von München, Friedrichshafen, Bamberg, Frankfurt. — 14) Temp. Max. von Sachsen u. SW-Deutschland.

Tabelle 6. Flauten F und Gegenwindböen G. Dynamik.
P = Potsdam, L = Lindenberg, WL = Warmluft, KL = Kaltluft.
Die durch ein * gekennzeichnete Labilität bezieht sich auf die Zeit des vorangehenden Temperatur-Maximums.

Nr. des Einzelfalls	In P oder L Labilität vor dem Gewitter bis km	Wann folgt innerhalb 12h			Wetterlage	Wodurch erfolgt die Auslösung des Gewitters?	Warum folgen am Nachtage keine Gewitter?	Gewitterart
		weiteres Gewitter?	Luftmassenwechsel?	Stabilisierung?				
	1	2	3	4	5	6	7	8
10 F	nein	T 18h	keiner	keine	TF Paris—Dresden—Warschau	Konv. ? vor KL-Einbruch	21. wieder \searrow	angetriebenes Wärme- od. Aufgleitgewitter aus W, KL-Einbr. aus NE. Nicht zu entscheiden
11 F	nein	P \searrow 12h	keiner	keine	Rand-T Weser		22. nachm. \searrow in Aachen, Dresden usw.	
12 F	nein	L \searrow 14h	Erwärmung	keine	kleiner T-Kern Main ?	Konv. vor KL	3. mehrere \searrow	angetriebenes Warmegewitter angetriebenes Warmegewitter angetriebenes Warmegewitter
13 F	nein	\searrow Nr. 14	7h ?	7h ?	\searrow -Sack Weser	Konv. in der WL	19. wieder \searrow	
14 F	nein	L \searrow 10h	7h ?	7h ?	\searrow -Sack Elbe	Konv. vor KL-Einbruch		
15 G	1.5 > h _k	¹⁾ \searrow 19h	vorübergeh. 16h ?	17h ?	TF Holland—Ungarn	Konv. vor KL-Einbruch	6. abends T	¹⁾ in Dresden, Grünberg usw. Warmegewitter
16 G	nein	P \searrow 18h	12h	—	\searrow -Sack Elbe	Konv. an mKL	WList abgehoben	Aufgleitgewitter
17 G	2.3 > h _k *	L \searrow 14. 4h	Erwärmung	?	\searrow -Sack, mittlere Elbe ?	Konv. in der WL ?	14. wieder Gew.	Warmegewitter
18 G	2.7 \cong h _k *	—	24. 7h	?	Sturm-T Skagen mit RT Magdeburg	KL-Einbruch	24. L wieder Gewitter	Abgelöstes Frontgewitter ?
19 G	1.8 > h _k	keine	17h ?	17h ?	\searrow -Sack Galizien—Elbe	Konv. vor KL-Einbruch	18. wieder Gew.	Warmegewitter aus E
20 G	2.5 > h _k	P \searrow 22h	keiner	keine	TA Galizien—Westpreußen	Konv. vor KL	konkave Isob.	KL-Einbruch a. W Warmegew. aus E KL weiter im W
21 G	1.5 < h _k	P \searrow 20h	höchstens vorübergeh. 4. 4h	keine	Schw. \searrow -Sack Rhein—Oder	Konv. vor KL-Einbruch	3. wieder Gew.	Warmegewitter
22 G	1.4 = h _k *	L \searrow 23h	4. 4h	—	T 755 Zentrum Sachsen	KL-Zufluß über 1000 m aus SE	KL-Einbruch aus W	Umsturzgewitter
23 G	1.9 < h _k *	L \searrow 20h	15. 20h	—	\searrow -Sack untere Elbe und Oder	KL-Zufluß über 2500 m aus W—NW	16. April-Gew.	Umsturzgewitter
24 B	0.7 = h _k ?	P \searrow 16. 17h	keiner	keine	Sturm T 735 S-Finnland	KL-Zufluß über 500 m aus NW	konkave Isob.	Umsturzgewitter (Instab.-Schauer)
25	nein	L \searrow 15h	5h	—	\searrow -Sack zwischen Elbe u. Oder	Aufgleiten	konkave Isob.	Aufgleitgewitter
26 F	nein	P \odot ¹ 12h	6h in der Höhe	—	Kleiner T-Kern Ems	KL-Einbruch in der Höhe	—	Kein Gewitter nachweisbar
27	nein	keine	keiner	—	Kl. Rand T SW-Deutschland	??	—	Kein Gewitter nachweisbar

II. Kinematische Untersuchungen.

1. Zur Kinematik der Böenfläche.

Unter der Böenfläche verstehen wir die Grenzfläche zwischen einbrechender Kaltluft und der davor und darüber gelegenen Warmluft. Wir definieren diese Fläche (trotz ihres Namens) als Unstetigkeitsfläche des Temperatur- und nicht des Windfeldes. Sie ist also als Luftmassengrenze gedacht. Ob sie tatsächlich eine Unstetigkeitsfläche des Windfeldes sein kann oder nicht, soll im folgenden untersucht werden. An der Grenzfläche zweier verschiedener Medien gelten folgende altbekannten kinematischen Grenzbedingungen:

I.: An jeder (ruhenden oder irgendwie bewegten, ebenen oder gekrümmten) Grenzfläche sind die senkrecht zur Grenzfläche genommenen Komponenten der Geschwindigkeit (kurz: Normalkomponenten) auf beiden Seiten jeweils gleich.

I. a): An jeder ruhenden (ebenen oder gekrümmten) Grenzfläche sind die Normalkomponenten der Geschwindigkeit gleich null. Die Strömung ist daher beiderseits unmittelbar an der Grenzfläche dieser parallel. Auf die Erdoberfläche angewandt, liefert Ia folgenden Satz:

II.: An der horizontalen Erdoberfläche verschwindet jede vertikale Windkomponente.

Dann ergeben sich für die Umgebung einer Luftmassengrenze folgende Sätze:

III.: An der Erdoberfläche liegt vor und hinter einer Luftmassengrenze der Geschwindigkeitsvektor parallel zur Erdoberfläche.

Hat man es mit einer zweidimensionalen Luftmassengrenze zu tun, die durch einen Vertikalschnitt gekennzeichnet ist, und ist auch die Luftströmung zweidimensional, in einem zur Luftmassengrenze senkrechten Schnitt verlaufend, so gilt weiter:

IV.: Bei zweidimensionaler Luftmassengrenze und zweidimensionaler Strömung kann in unmittelbarer Nähe der Erdoberfläche an der Luftmassengrenze überhaupt keine Unstetigkeit der Windgeschwindigkeit auftreten.

Ist dagegen die Strömung dreidimensional, so gilt folgendes:

V.: Bei dreidimensionaler Strömung kann an der Erdoberfläche in unmittelbarer Umgebung der Luftmassengrenze eine Unstetigkeit in derjenigen horizontalen Geschwindigkeitskomponente auftreten, die parallel zur Spur der Luftmassengrenze, d. h. parallel zur Front liegt.

Den Satz V haben durch eine wenig anschauliche Rechnung schon Lempfert und Corless (19) abgeleitet. Die Sätze I—III sind von V. Bjerknes in seiner Kinematik der Atmosphäre erörtert worden. Trotzdem war es nötig, auf sie zurückzukommen, einmal weil dort¹⁾ in den Abbildungen, die für die Böenfrage von Belang sind, Zeichenfehler stehen geblieben sind und weil die von Bjerknes' Mitarbeitern 15 Jahre später eingeführte Betrachtung der Unstetigkeiten und die heute übliche, im großen auch meist zutreffende Gleichsetzung von Wind- und Temperatur-Unstetigkeiten diese Sätze hat in Vergessenheit geraten lassen. Gerade bei einigen neuerdings aufgestellten Böenschemata sind die Sätze III und IV nicht berücksichtigt worden. Mit diesen Sätzen wollen wir uns noch einen Augenblick beschäftigen.

Wir betrachten dabei eine durch eine Zylinderfläche darstellbare Böenfläche, deren Gestalt also durch einen Schnitt festgelegt ist, der senkrecht zur Böenfläche und Erdoberfläche gelegt werden möge („Normalschnitt“). Weiter setzen wir eine zweidimensionale Strömung voraus, die im Normalschnitt verlaufen soll. Die Reibung bleibe im folgenden zunächst außer Betracht, ebenso die notwendig auftretenden Schrumpfungsgeschwindigkeiten.

Wir betrachten zunächst in einem Koordinatensystem, das die Horizontalbewegung des Kaltluftschwerpunktes mitmacht, einen ungestörten Kälteeinbruch, dessen Energie lediglich aus dem Nebeneinander von Kalt- und Warmluftmassen stammt (vgl. Abb. 32). Der Normalschnitt des dynamisch wirksamen Teiles der Böenfläche (dick gestrichelt) hat ein Ende an der Erdoberfläche, das andere irgendwo in der freien Atmosphäre. Da die Energie des Kaltlufteinbruches nur aus dem Nebeneinander von Kalt- und Warmluft stammen soll, so ist die Geschwindigkeit der Kaltluft am oberen Ende des Normalschnittes im mitgeführten System gleich null, am Boden am größten. Sie möge linear mit der Höhe abnehmen. Diese (Deformations-)Geschwindigkeiten (die dick ausgezogenen Pfeile) werden — im Gegensatz zu späteren Erörterungen — zunächst der einfachen Darstellung wegen als horizontal angenommen.

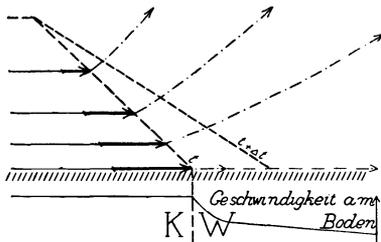


Abb. 32. Ungestörter Kälteeinbruch.

Sie führen notwendig zu einer Verflachung der Böenfläche: ihre Lage zur Zeit $t + \Delta t$ ist dünn gestrichelt dargestellt. Die Stromlinien (in der Kaltluft ausgezogen, in der Warmluft strichpunktiert) können an der Böenfläche eine Brechung zeigen, wie dargestellt. Am Unterteil der Abb. 32 ist der an einer erdfesten Station registrierte Verlauf der Windgeschwindigkeit dargestellt und zwar ist die Geschwindigkeit nach oben aufgetragen, wenn sie in Richtung der Kaltluftgeschwindigkeit liegt: Beim Durchgang der Front am Boden (Wechsel von W zu K) tritt keine Unstetigkeit der Windgeschwindigkeit auf (höchstens eine Unstetigkeit ihrer zeitlichen Änderung). Daran ändert sich nichts, wenn, wie meist in der Atmosphäre, noch eine Translation überlagert wird (es verschiebt sich lediglich der Nullpunkt der Geschwindigkeit in dem unteren Teile der Abbildung nach unten).

Tritt aber zu diesem ungestörten Kälteeinbruch noch eine am Boden konvergente Strömung hinzu, deren Energie, wie unter einem Cumulonimbus, aus vertikalen Instabilitäten stammt, so ergibt sich eine große Mannigfaltigkeit der Strömungsverhältnisse. Es ist aussichtslos, alle Möglichkeiten zu erörtern, wir beschränken uns auf die wichtigsten (Abb. 33 a—e). Auch hier bleibe die Reibung außer Betracht, ebenso die Schrumpfungsgeschwindigkeiten. Die wichtigsten Fälle sind wieder in einem Koordinatensystem dargestellt, das die horizontale Geschwindigkeit des Schwerpunktes der Kaltluft mitmacht.

¹⁾ V. Bjerknes, Th. Hesselberg und O. Devik, Kinematik der Atmosphäre, Braunschweig 1913. In Abb. 23 ist ein Staupunkt zu viel, in Abb. 19 G, Aufriß, sind zwei Staupunkte zuviel gezeichnet.

- Die Kaltluft rückt unter Verflachung vor: Der Staupunkt liegt dann notwendig in der Warmluft, vor der Kaltfront.
- Die Kaltluft bleibt am Boden liegen, rückt aber in mittlerer Höhe vor, so daß die Trennfläche steiler wird: Der Staupunkt liegt dann notwendig in der Kaltfront.
- Kaltfront und Trennfläche sind stationär: Der Staupunkt liegt wieder in der Kaltfront.
- Die Kaltfront bleibt am Boden liegen, wird aber in der Höhe zurückgedrängt, so daß die Trennfläche flacher wird: Der Staupunkt liegt wieder in der Kaltfront.
- Die Kaltluft wird am Boden zurückgedrängt, derart, daß die Trennfläche steiler wird: Der Staupunkt liegt notwendig in der Kaltluft, hinter der Kaltfront.

Ganz gleich, ob der Staupunkt in der Warmluft, in der Front oder in der Kaltluft liegt, eine Unstetigkeit der Windgeschwindigkeit tritt nicht auf (höchstens eine Unstetigkeit ihrer Änderung). Ebensovienig tritt im Augenblick des Vorbeizuges der Front (a und e) eine Unstetigkeit der Windrichtung auf, die Luftmassengrenze ist also keine Unstetigkeitslinie des Stromfeldes.

Daran ändert sich im allgemeinen nichts, wenn eine im Normalschnitt liegende Translation hinzugefügt wird, wie meist in der Atmosphäre. Die Translation ist meist so groß, daß sie die in a) und e) in der Warmluft auftretende, gegen die Kaltluft gerichtete Strömung im erdfesten System unterdrückt, so daß im erdfesten System gar kein Staupunkt auftritt: In den Potsdamer Registrierungen ist kein Fall nachzuweisen, in dem in der „ungeschichteten“ Atmosphäre (vgl. Abschnitt II 3 A S. 44) der in der Literatur so oft erwähnte „Gegenwind“ nachweisbar wäre.

Überlagert sich den hier behandelten Böen-Winden noch eine zur Front parallele Geschwindigkeit, so kann diese ähnlich wie bei den Margules'schen (indifferenten!) Grenzflächen in Kalt- und Warmluft verschieden sein. Dies ist vornehmlich an Großfronten, die sich in den Großwetterlagen abzeichnen, zu erwarten, weniger wahrscheinlich dagegen bei Kleinfrenten, die lokale Wärmegewitter begleiten. Alsdann kann beim Durchgang einer Großfront die aus Böen- und Margules-Strömung entstehende Strömung, d. h. die an einer erdfesten Station tatsächlich registrierte Windgeschwindigkeit und Windrichtung unstetig werden, was sich in der Wetterkarte durch die Brechung der Stromlinien kennzeichnet.

Tritt dagegen beim Durchzug einer Kleinfrent in der Registrierung der Geschwindigkeit eine „Unstetigkeit“ ohne Richtungsänderung auf, so ist dies nur dadurch zu erklären, daß in den Abb. a und e Staupunkt und Luftmassengrenze so nahe zusammenrücken, daß bei dem heute üblichen Zeitmaßstab der Registrierungen der zwischen Staupunkt und Luftmassengrenze fallende Geschwindigkeitsanstieg als vertikaler Strich erscheint.

Gestaltsänderungen und Umbildungen von Böen- und Aufgleitflächen. Im Gegensatz zu der klassischen Polarfronttheorie soll noch der Einfluß der Reibung auf die Gestaltsänderungen von Böen- und Aufgleitflächen erörtert werden. In Abb. 34 sind Vertikalschnitte durch Grenzflächen dargestellt, ausgezogen im Augenblick einer idealen Ausbildung, gestrichelt nach der Verformung, die aus der vertikalen Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, also durch Reibungseinfluß zustande kommt. Die Pfeile geben die in den Schnitt fallende Komponente der horizontalen Geschwindigkeitskomponente, genommen in mittlerer Höhe (etwa 500 m).

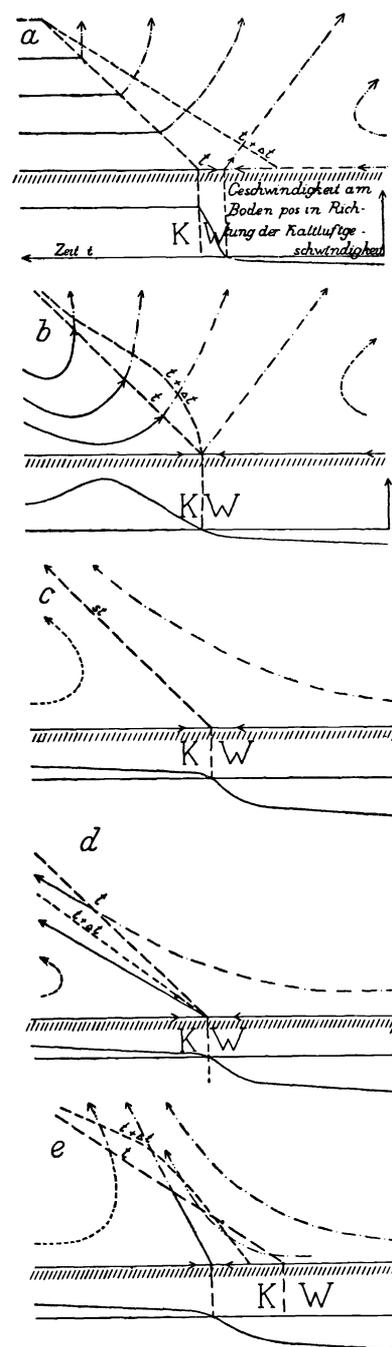


Abb. 33. Kaltlufteinbruch, der durch eine Strömungskonvergenz gestört wird.

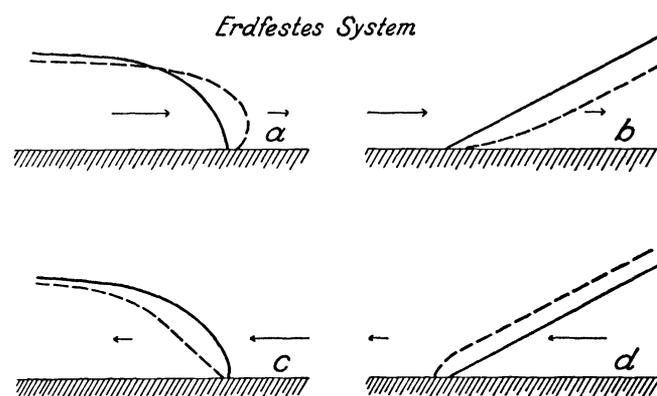


Abb. 34. Einfluß der äußeren Reibung auf die Verformung der Luftmassengrenzflächen.

Die Abb. a und b geben die meist auftretenden Verhältnisse wieder: Durch das Nachschleppen der Front am Boden wird die Böenfläche steiler (in Extremfällen schwach überhängend), die Aufgleitfläche flacher.

Wird den idealen Strömungsverhältnissen eine der Warm- und Kaltluft gemeinsame Translation überlagert, (vgl. Abb. c und d) der Art, daß die durch die Pfeile gekennzeichneten Geschwindigkeitskomponenten entstehen, so ändert sich, wenn keine Reibung wirkt, die Relativgeschwindigkeit der Kaltluft gegenüber der Warmluft nicht. Sobald aber die Reibung wirksam wird, erfolgen die umgekehrten Verformungen wie im Falle a und b: die ursprüngliche Böenfläche wird flacher und mehr und mehr in eine Aufgleitfläche verwandelt (Abb. c), die ursprüngliche Aufgleitfläche wird steiler und mehr und mehr in eine Böenfläche verwandelt (Abb. d).

Man erkennt hieraus, daß die Überlagerung einer Translation durch den Einfluß der Reibung die Verhältnisse grundlegend ändern kann und daß für die Charakterisierung der Flächen infolge der Reibung die Geschwindigkeiten im erdfesten Koordinatensystem maßgebend werden. Wir bezeichnen daher als Böenfläche eine Unstetigkeitsfläche der Temperatur (eine Luftmassengrenze), die im erdfesten System eine von der Kalt- zur Warmluft gerichtete Geschwindigkeitskomponente besitzt.

2. Zur Kinematik der älteren Böenmodelle.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung läßt es sich nicht umgehen, zu den Böenmodellen Stellung zu nehmen, die in den letzten Jahrzehnten aufgestellt worden sind. Wenn dabei diese oder jene Aussage oder Folgerung hier verneint wird, so bitte ich zu beachten, daß zu der Zeit, in der diese Modelle aufgestellt wurden, oft ganz andere Fragestellungen im Vordergrund standen als heute (daß Köppen z. B. noch gegen die Vorstellung zu kämpfen hatte, die Böen seien eine Art Tornados!). Es liegt mir daher ganz fern, mit der unvermeidbaren sachlichen Kritik ein Werturteil zu verbinden. Jeder Forscher steht beim Bau der stolzen Pyramide der Wissenschaft auf den Schultern seiner Vorgänger. Sie zu vollenden, wird keinem gegeben sein. Glücklicher der, der einen Eckstein dazu beitragen konnte. Und das kann von jedem der Forscher gesagt werden, deren Modelle im folgenden erörtert werden.

Diese Erörterung wird sich auf kinematischer Grundlage vollziehen. Wenn auch die Kinematik allein ein Böenmodell nicht zu schaffen vermag, so leistet sie doch eines: eine Auswahl zwischen möglichen und nicht möglichen Modellen zu treffen. Außerdem steht für die kinematische Behandlung eine nicht unerhebliche Zahl von Beobachtungstatsachen zur Verfügung: die Bodenwindregistrierungen, der Wolkenzug und die Wolkenform, die einige sichere Schlüsse auf die Vertikalbewegungen zuläßt. In den folgenden Abbildungen ist links stets das betr. Böenmodell dargestellt, notfalls gespiegelt, so daß die Zugrichtung stets von links nach rechts weist. In den rechts stehenden Abbildungen sind die Böenmodelle durch Abänderung der Strömung in eine kinematisch mögliche Form gebracht worden, unter Beibehaltung der dynamischen Voraussetzungen der betreffenden Modelle. Um die Kinematik möglichst deutlich hervortreten zu lassen, habe ich an Stelle der sonst stets benutzten Windpfeile überall Stromlinien entworfen.

a) Das Böenmodell von M. Möller (21) ist eines der ältesten und beschränkt sich in glücklich getroffener Abstraktion auf das Wesentliche. Es ist in Abb. 35a dargestellt. Windgeschwindigkeit und -neigung in einem mit der Wolke mitgeführten System sind durch Pfeile dargestellt. Die strichpunktierten Linien bedeuten die seitliche Begrenzung des Hauptregengebietes.

Jedoch entsprechen die Stromlinien a und d, die auf der Erdoberfläche enden, nicht der kinematischen Grenzbedingung. Es bedarf aber keiner großen Abänderungen, das Modell kinematisch möglich zu machen. (Vgl. Abb. 35b.) Es stellt, wieder in einem mit der Wolke mitbewegten System, einen stationären Wirbel mit horizontaler Achse dar und entspricht so auch der Möller'schen Aussage, daß ein und dieselbe Luft mehrfach den Kreislauf durchmacht. Eingetragen ist noch dick gestrichelt die Grenze zwischen der

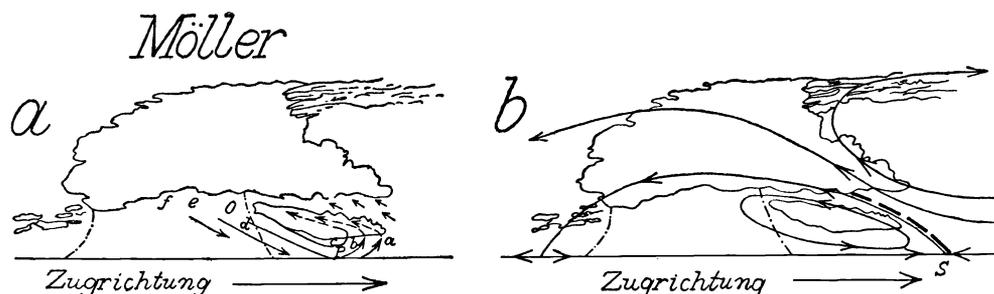


Abb. 35. Das Böenmodell von Möller.
Links in der von ihm veröffentlichten, rechts in einer etwas abgeänderten Form.

Warmluft auf der Vorderseite und der Kaltluft unter und auf der Rückseite des Cumulonimbus. Das so veränderte Stromfeld wird in den späteren Darstellungen in den Grundzügen als ein vorübergehender Zustand im Lebenslauf des langsamen Wärmegewitters (Phase) übernommen.

Dynamisch ist das stationäre (oder wenigstens quasistationäre) Modell von M. Möller eine Kältemaschine, bei der die kinetische Energie nach Möller durch die dauernde Abkühlung durch den Niederschlag gewonnen wird. Davon werden in erster Linie diejenigen Luftmassen betroffen, die der regnenden Wolke am nächsten, d. h. im Kreislauf oben sind. — Es ist nicht schwer, die noch fehlende Wärmequelle anzugeben: Es ist die warme Erdoberfläche, die der vorrückenden Kaltluft, die ja mit der Wolke mitzieht, immer wieder Wärme zuführt. Diese Wärmezufuhr erfolgt erstaunlich rasch: Wie Rühle (30) festgestellt hat, nimmt die auf Land übertretende Seeluft bei Seewind den asymptotischen Grenzwert der Temperatur bereits nach 40—60 sec an. Das Bild entspricht somit dem ein Menschenalter später von J. W. Sandström (32) aufgestellten Satz: Eine Zirkulation in der schweren Atmosphäre kann nur bestehen, wenn die Wärmequelle unten, die Kältequelle oben liegt. — Da im wesentlichen ein Zerfließen nicht stattfinden soll, wird bei dem Böenvorgang nach Möller keine merkliche Schwerkräftsarbeit geleistet.

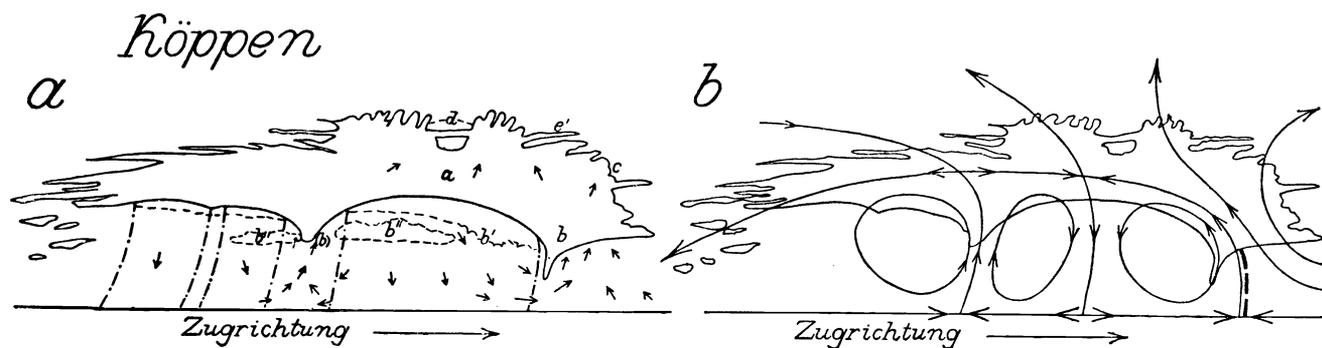
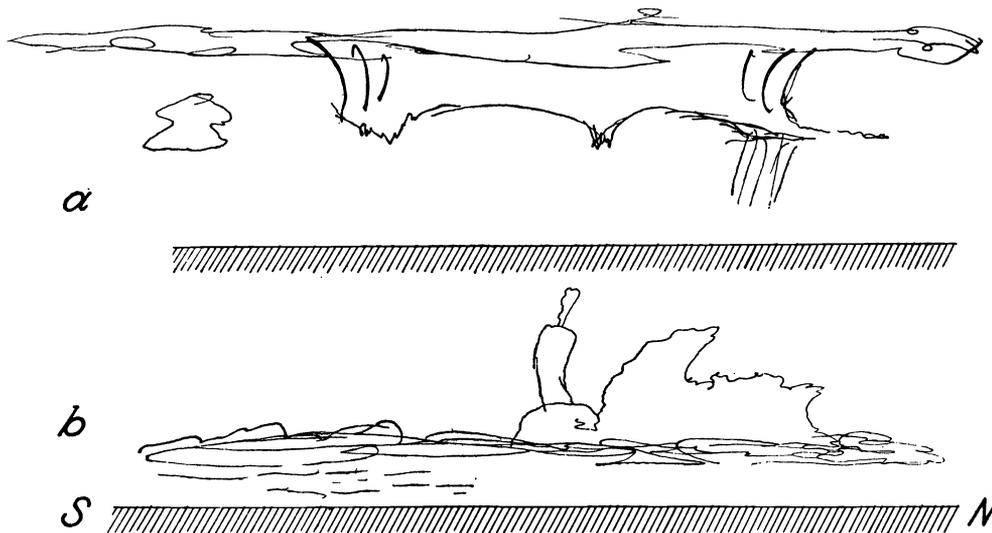


Abb. 36. Das Böenmodell von Köppen. Links in der von ihm veröffentlichten, rechts in einer etwas abgeänderten Form.

b) Das Böenmodell von W. Köppen (13) ist wesentlich verwickelter als das von Möller. Windstärke und -neigung sind wieder in einem mit der Wolke mitgeführten Koordinatensystem durch Pfeile angegeben (vgl. Abb. 36a). Die strichpunktierten Linien bedeuten die seitlichen Begrenzungen der drei Regengebiete, die unter den aufgewölbten Teilen der Wolkenunterflächen liegen und absteigende Luftbewegung aufweisen.

Die kinematische Schwierigkeit der Köppen'schen Darstellung liegt in der Divergenz der Stromlinien in der Umgebung von a insofern, als unmittelbar über a Aufwind für die Erhaltung der Wolke, unmittelbar unter a Abwind durch den herabstürzenden Niederschlag angenommen wird. Köppen hat das selbst empfunden und sagt (13, S. 733), daß „das seitliche Zuströmen der Luft in der Höhe der Wolken zum Ersatz der mit dem Regen aus ihrer Mitte herabstürzenden Luft . . . die Möglichkeit andeutet, den Widerspruch zwischen der absteigenden Bewegung im Regen und der Persistenz der Wolke aufzulösen“. Dieses seitliche Zuströmen, wenn es senkrecht zur Papierebene, d. h. parallel zur Böenfront gerichtet ist, kann bei den von Köppen untersuchten, mehrere 100 km langen Fronten sicher nicht herangezogen werden. Es läßt sich jedoch ein kinematisch geschlossenes Modell gewinnen, wenn die Luftbewegung um den Punkt a herum etwas geändert wird. Das abgeänderte Modell ist in Abb. 36b, gleichfalls in einem mitbewegten System dargestellt. Bei zweidimensionaler Bewegung treten am Boden notwendig vier Staupunkte auf (der vierte liegt noch weiter zurück), in der Wolke notwendig zwei Staupunkte. Das Modell erscheint recht verwickelt. Doch ist kein Zweifel, daß so komplizierte Gebilde, wie das von Köppen dargestellte, in der Atmosphäre

Abb. 37. a (oben) Skizze einer schwachen Böenwolke, die der verwickelten Strömungsform Köppens ungefähr entspricht. b (unten) gleichzeitig mit a auftretende und zu ihr parallel liegende Wolkenform am gleichen Tage und zur gleichen Stunde. Beide gezeichnet vom Verf. am Observatorium Lindenberg am 11. 7. 1937. Das gleichzeitige und nahe benachbarte Auftreten dieser zwei ganz verschiedenen Wolkenformen zeigte vielleicht zwei verschiedene Altersstufen im Lebenslauf ein und desselben Entwicklungsganges.



gelegentlich auftreten. Ich selbst habe ein solches Wolkenbild am 11. 7. 1937 nach der Natur gezeichnet (vgl. Abb. 37). Die Grundgedanken der Köppen'schen Darstellung sind aber in dem Modell von Möller einfacher dargestellt.

Wesentliche Züge der Köppen'schen Darstellung, die Köppen m. W. als erster erkannt hat, werden aber im folgenden übernommen: Die aufwärts und rückwärts in den Cumulonimbus einströmende ernährende Warmluft, die Bildung des Kaltluftkörpers durch den fallenden Niederschlag, die Bildung des Böenkragens in der Kaltluft, dessen zerrissenes, durchaus nicht cumulusartiges Aussehen Köppen besonders betonte (wozu eigentlich die Abb. 2 (13) etwas im Widerspruch steht). — Dynamisch ist das Köppen'sche Modell im wesentlichen eine Kältemaschine wie bei M. Möller.

c) Das Böenmodell von Raethjen (26) schließt weitgehend an die Darstellung Möller's an. Wieder sind in Abb. 38 Windgeschwindigkeit und -neigung in einem mit der Wolke mitbewegten System durch Striche angegeben, deren Richtung durch die von mir eingezeichneten Pfeile deutlich gemacht wurde.

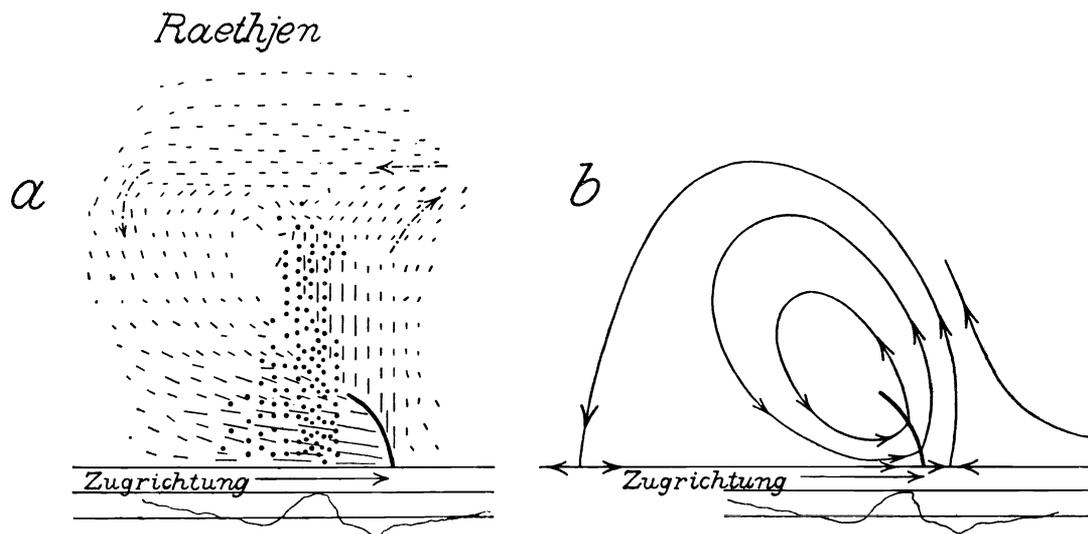


Abb. 38. Böenmodell von Raethjen. Links in der von ihm veröffentlichten, rechts in einer etwas abgeänderten Form.

Der fallende Niederschlag ist durch Punkte gekennzeichnet. Die bekannte Darstellung (Abb. 38a) zeigt kurz hinter der Front horizontale oder gar leicht abwärts gerichtete Bewegungen, was kinematisch unmöglich ist, wenn die Zuggeschwindigkeit der Bøe merklich kleiner als die Windgeschwindigkeit in der Bøe ist (was zahlreiche Untersuchungen ergaben). — Auch entspricht die Geschwindigkeit der Warmluft hart vor der Front nicht der kinematischen Grenzbedingung: die Normalkomponenten sind nicht entfernt gleich. Weiter fehlt an der Erdoberfläche vor der Front die horizontale Komponente, die dort allein möglich ist (vgl. Satz III, S. 34); allerdings kann sich das Gebiet vor der Front, in der die Vorwärtsbewegung auftritt, räumlich sehr zusammendrängen, so daß es in einer makroskopischen Darstellung fast unsichtbar wird. — Ein kinematisch mögliches Stromlinienbild zeigt Abb. 38b. Es ähnelt stark der abgeänderten Möller'schen Form (Abb. 35b) mit dem Unterschied, daß dort die vom vorderen Staupunkt S ausgehende Stromlinie gleichzeitig Frontlinie ist, so daß dort die Front stationär sein kann, während sie es bei dem Raethjen'schen Modell in keinem Koordinatensystem ist: die Kaltluft muß sich vielmehr verflachen.

Für wenig wahrscheinlich halte ich die Ausbildung eines vertikalen Schlotens, in dem sich stärkster Aufwind und stärkster Niederschlag begegnen. Wahrscheinlicher ist, daß die Aufwärtsbewegung nicht senkrecht erfolgt, sondern mehr oder weniger geneigt, und das der stärkste Niederschlag dort ausfällt, wo sich die Stromlinien mehr und mehr neigen. — Die Vorstellung, daß der „Bøenkragen“ auf beiden Seiten der Kleinfrent liegt (vgl. 27, Abb. 7), widerspricht den Beobachtungen, insofern als das Kondensationsniveau der Warmluft viel zu hoch liegt, als das es — von seltenen Fällen abgesehen — in Höhe des Bøenkragens zur Kondensation in der Warmluft kommen könnte.

Von Raethjen (27) übernehme ich im folgenden die These, die auch durch die Segelflugbeobachtungen gestützt zu werden scheint, daß der Aufwind auf kleinem Querschnitt, aber stark, der Abwind auf großem Querschnitt, aber schwach auftritt.

In der Dynamik verdanken wir Raethjen eine große Zahl wertvoller Hinweise. Der wichtigste ist, daß im Niederschlagsgebiet die absinkende Wolkenluft und die Luft unterhalb der Wolke der Feuchtadiabaten oder wenigstens nicht der Trockenadiabaten folgt: Der einfallende Niederschlag macht die Zustandsänderung nichtadiabatisch.

d) Das Cumulonimbus-Modell von W. Georgii (8) (vgl. Abb. 39a) ist anscheinend für ein erdfestes System aufgestellt worden, denn andernfalls müßten die großen Horizontalgeschwindigkeiten auf der Rückseite verschwinden. Es läßt sich ohne allzugroße Abänderungen auf ein kinematisch geschlossenes Modell bringen, das in Abb. 39b in einem mitbewegten System dargestellt ist. Bei der eingezeichneten Lage der Front kann diese und damit das ganze Stromfeld in keinem Koordinatensystem stationär sein. — Auf der Originalzeichnung a. a. O. sind die Abwinde im Cumulonimbus mit 8—10 m/s als ebenso stark angegeben wie die stärksten Aufwinde. Das dürfte als stationärer Zustand nicht möglich sein, da sich dann die Wolke in diesen Abwindgebieten auflösen müßte. Wenn auch bei einzelnen Segelflügen in Wolken starke Abwinde angetroffen worden sind, so sprechen doch die Mehrzahl der Segelflüge, wie ich in einer eingehenden Durchmusterung (18) der bisher veröffentlichten Messungen gezeigt habe, dafür, daß in Wolken wie im wolkenfreien Raum der Aufwind stark, der Abwind schwach (dafür auf größerem Querschnitt) auftritt, was schon Raethjen für die größeren Zirkulationen der Atmosphäre ausgesprochen hatte.

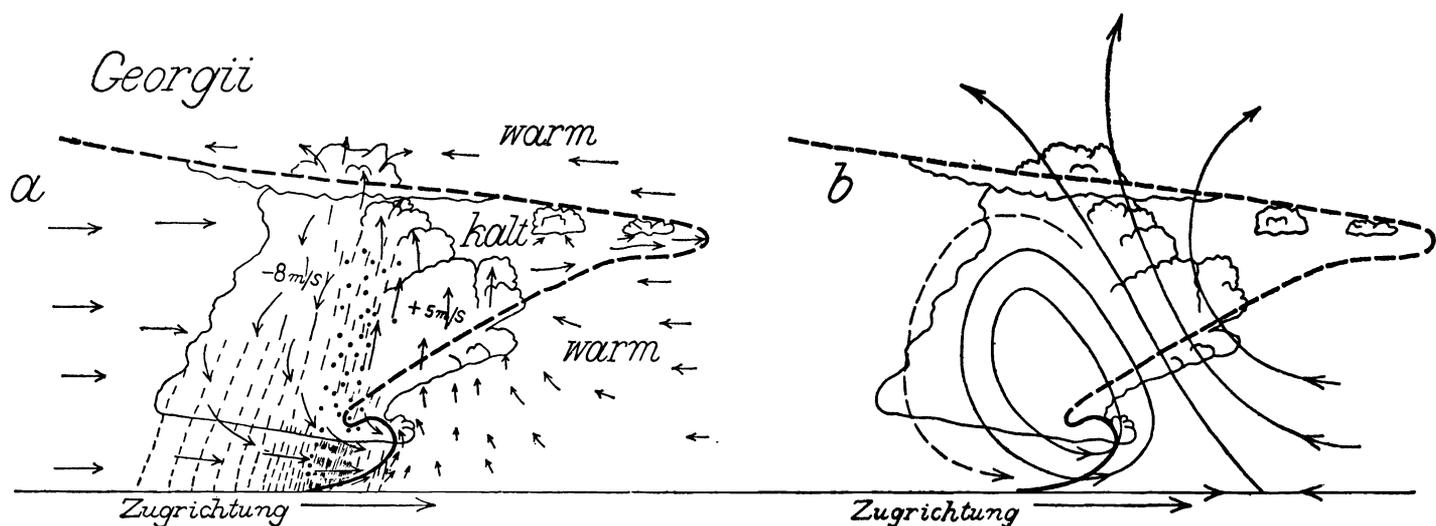


Abb. 39. Cumulonimbus-Modell von Georgii. Links in der von ihm veröffentlichten, rechts in einer abgeänderten Form.

Von den ähnlichen Schemata (Köppen, Möller und Raethjen) unterscheidet sich das Modell Georgii's durch die in der Höhe voreilende Kaltluft. Wenn auch die oben voreilende Kaltluft an sich möglich ist, so tritt sie nach den Untersuchungen Scherhags (34) nur selten auf. Bisher ist in der Literatur nur ein Fall bekannt geworden, den Reidat (29) bearbeitet hat. Diese überhängende Kaltfront kann nicht stationär sein. Ich komme auf diesen Fall bei den „Liniengewittern“ zu sprechen (S. 52). — Auch die in Bodennähe eingezeichnete Form der Front kann nicht stationär sein. Für den „Böenkragen“ gilt dasselbe wie für die Raethjen'sche Darstellung.

Von den Untersuchungen Georgii's übernehme ich im folgenden die in Wolken beobachteten Aufwindgeschwindigkeiten, die in größeren Cumuli oft bei 5 m/s, mitunter bis 10 m/s, im Cumulonimbus oft bei 15 m/s, mitunter bis über 25 m/s betragen, und die sich, wie die Rhön 1938 zeigte, gelegentlich bis 7000 m Höhe finden.

e) Das Schauerwolkenmodell von G. A. Suckstorff (40) bezieht sich auf ein mit der Wolke mitgeführtes Koordinatensystem. Es ist aus Beobachtungen hergeleitet, bei denen z. T. recht kräftige Böen auftraten. Es soll daher hier erörtert werden, zumal es an vielen Stellen veröffentlicht wurde. Am klarsten liegen die Dinge in der hier wiedergegebenen Abb. 40a. Soll der Grundgedanke Suckstorff's beibehalten werden, nämlich — wie bei Georgii — absteigende Bewegung in der Wolke oder gar nahe der Wolkenachse, so wird ein kinematisch geschlossenes Modell recht verwickelt (vgl. Abb. 40b). Die absteigende Bewegung in der Mitte divergiert notwendig unten, weiter strömt

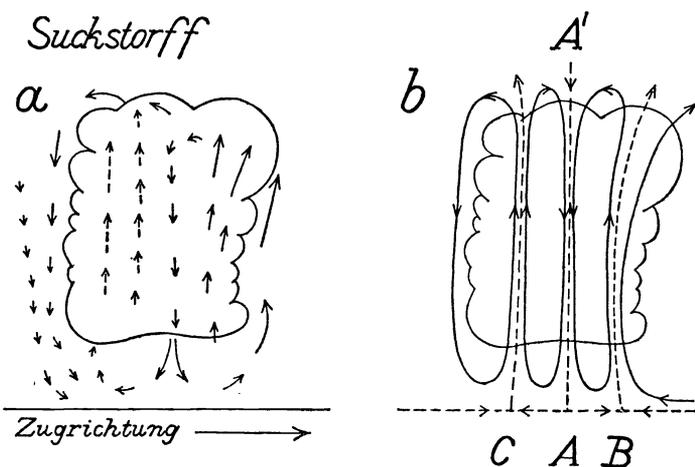


Abb. 40. Schauerwolkenmodell von Suckstorff. Links in der von ihm veröffentlichten (aber gespiegelten), rechts in einer etwas abgeänderten Form.

unten die ernährende Warmluft ein (bei Suckstorff nur von rückwärts); es ergeben sich dann drei Staupunkte, A, B, C (bzw. im dreidimensionalen Falle eine kreisförmige Staulinie mit B und C als Spur). Von den drei Staupunkten gehen notwendig drei Stromlinien vom Erdboden weg, die oberhalb des Erdbodens nicht mehr von anderen Stromlinien (Windpfeilen) geschnitten werden dürfen. — Vergleicht man hiermit Suckstorff's Modell, so fehlt zunächst auf der Vorderseite der Staupunkt B, vor allem fehlt auf der Vorderseite jede Ernährung von vorn. Die Schwierigkeit, wie der Abwind im Zentrum mit dem Fortbestand der Wolke zu vereinigen ist, wird nicht geklärt. Wir übernehmen das dynamisch wichtige Ergebnis Suckstorff's, um das es sich bei seinen experimentellen Untersuchungen mit fast trägheitslosen Geräten in der Hauptsache handelte, nämlich daß weder die Temperaturenniedrigung während der Schauer durch die Schattenwirkung der Wolke (bei etwa ½stündiger Dauer des Vorüberzuges), noch der nachfolgende Temperaturanstieg durch eine wieder einsetzende Sonnenstrahlung erklärt werden können: Beide treten auch auf, wenn vor und nach dem Schauer die Sonnenstrahlung durch höhere Bewölkung abgefangen wurde. (Sobald freilich bei ausgedehnten Böen z. B. ganz Westdeutschland bedeckt, ganz Ostdeutschland wolkenlos ist, kann die Sonnenstrahlung für die Entwicklung der Böe eine große Rolle spielen).

f) Das Böenmodell von M. A. Giblett (10) stellt die Luftbewegung durch Pfeile wieder in einem mitbewegtem System dar (vgl. Abb. 41). Es weicht von allen anderen Modellen sehr stark ab. Sein Kenn-

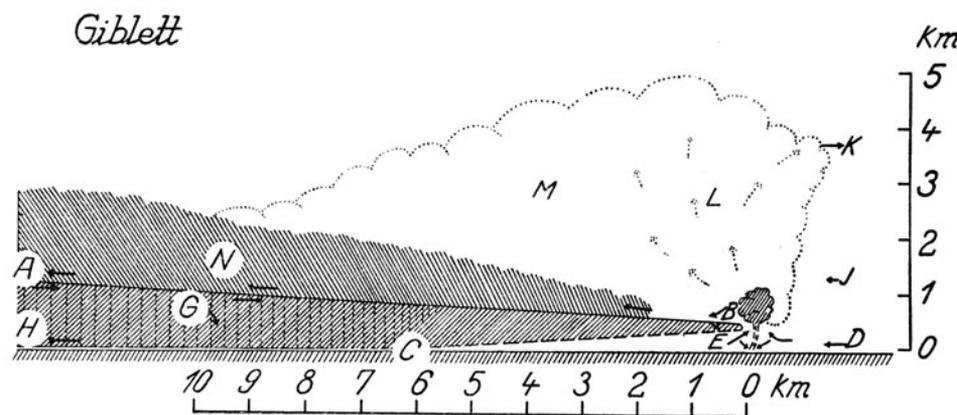


Abb. 41. Böenmodell von Giblett.

zeichen ist die „überhängende Böenfläche“, die — im Gegensatz zu Georgii — den untersten 1000 m zugeordnet wird. Als Beweis für sie führt Giblett Messungen von N. K. Johnson an, der auf Funktürmen in 100 m Höhe den früheren Einsatz des Temperatursturzes festgestellt habe. Auch Brunt (10) bestätigt in der Aussprache über Giblett's Vortrag diese Aussage auf Grund eigener Beobachtungen, die ebenfalls auf

Funktürmen ausgeführt wurden. Die Beobachtungstatsachen von Johnson und Brunt sind mir im einzelnen nicht bekannt geworden. Inzwischen hat G. S. P. Heywood (11) an Hand von Funkturmbeobachtungen gezeigt, daß ein merkliches Überhängen der Böenfläche in den untersten Hektometer sicher nicht stattfindet. Es bleiben daher nur die Beobachtungen von P. R. Krishna Rao (28) zu erörtern, der für das Überhängen der Böenfläche folgende Tatsache anführt: „in the well marked squalls it is found when the time scale of the barogram is sufficiently open to make reliable estimates, that the pressure began rising a few minutes before the start of the squall.“ Vier von den sechs extenso-Beschreibungen (Plate II und III) sind ausgesprochene „Gegenwindböen“, für die ich oben die Erklärungen gegeben habe, und lassen als solche gar nicht erwarten, daß Druckzunahme und Windzunahme zusammenfallen. Im Gegenteil müssen dort Druckzunahme und Windabnahme zusammenfallen, da ja die Windrichtung am Boden durch den aufgeprägten Druckanstieg erst umgedreht werden muß¹⁾. Das von Krishna Rao veröffentlichte Material zwingt in keiner Weise zu der Aussage, daß die Böenfläche überhängt. Daß sie überhängen kann, soll nicht bestritten werden, aber sie hängt sicher auch nicht entfernt in dem Ausmaß über, die Giblett angibt. Das zeigen die später folgenden Lichtbilder der Staubstürme auf das deutlichste. — Mir ist nicht klar geworden, ob die von Giblett rechts von B gezeichnete „roll cloud of a line-squall“ den Böenkragen bedeuten soll. Wenn ja, wird sie sicher nicht in der Warmluft gebildet, weil sie tief unter deren Kondensationsniveau liegt. Schließlich muß auch hier gesagt werden, daß dieses Schema nicht stationär sein kann, um so weniger, als die überhängende Kaltluft nur abwärtsgerichtete Bewegungen enthalten soll. Dabei müßte die Schichtung sofort umstürzen.

g) Das Böenmodell von W. Schmidt ist für ein erdfestes Koordinatensystem in der bekannten Abb. 42a dargestellt, wobei die Striche praktisch die Strömungsvektoren bedeuten. Die weitverbreitete

¹⁾ Für die beiden anderen Böen (Plate I) fehlen leider Angaben über die Höhenwinde. Bei der Böe vom 3. 4. 1935 (Plate I) handelt es sich sicher um eine starke Druckstufe (nicht Druckspitze), der ein kleiner, aber deutlicher Druckfall mit Flaute und ein kleiner Druckanstieg mit leichter Windzunahme vorausgeht. Die große Windgeschwindigkeitszunahme setzt mit der starken Druckzunahme gleichzeitig ein. Auch im letzten Fall (11. 2. 1935, Plate I) setzten Wind- und Druckzunahme völlig gleichzeitig ein.

Abbildung und der Text (36, S. 1142) stehen in einem Widerspruch. Es wird dort nämlich gesagt, daß „die Teilchen in der Kaltluft, hart an der Front, deren Geschwindigkeit aufgebraucht wurde, beiseite treten, um frischen schnelleren Platz machen zu können“. Auch auf der Danziger Tagung der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft 1935 sagte W. Schmidt, daß die aufsteigenden Kaltluftteilchen an der Bildung des Böenkopfes beteiligt seien. Dies ist auch meine Meinung. Aber diese Aussage wird durch die Abb. 42a, in der die ausgezogene Kurve den von W. Schmidt eingezeichneten Böenkopf darstellt, in keiner Weise gestützt: Denn dort finden sich an der Front überhaupt keine aufsteigenden Teilchen! Die Lösung des Widerspruches liegt wohl darin, daß mit Rücksicht auf die photographischen Schwierigkeiten (36, S. 1141) bei der Aufnahme der Stromlinien die eindringende Flüssigkeit nicht gefärbt werden konnte. Die (ausgezogen eingezeichnete) Grenzlinie hat daher W. Schmidt auf Grund eines zweiten Versuches nur „beiläufig“ angegeben (s. Unterschriften zu 36, Abb. 5 und 37, Abb. 2). Wählt man die Grenzlinie etwas anders, nämlich weiter vorn, etwa wie in Abb. 42a gestrichelt eingetragen, dann findet man noch in der Kaltluft die zum Aufbau des Böenkopfes notwendigen Vertikalbewegungen, die auch ein „Ausweichen“ vor der nachfließenden Kaltluft ermöglichen. — Eine ähnliche Folgerung habe ich schon bei der Untersuchung des Danziger Seewindes (15) gezogen, als sich zeigte, daß die Frontgeschwindigkeit des Seewindes nur $\frac{2}{3}$ der Seewindgeschwindigkeit beträgt.

Wenn sich der Widerspruch zwischen Frontgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit durch die Annahme einer Vertikalbewegung im Böenkopf noch auflösen läßt, so bleibt, worauf P. Raethjen (26) wohl als erster hingewiesen hat, noch ein Widerspruch bestehen zwischen dem Schmidt'schen Versuch und dem Ablauf der Böe in der Atmosphäre, der sich nicht lösen läßt: Beim Schmidt'schen Versuch haben nämlich in der gesamten einfließenden Kaltluft, sowohl im Kopf wie weit hinter dem Kopf, alle Kaltluftteilchen praktisch dieselbe Geschwindigkeit, d. h. die dann auftretende Böe würde als eine „Stufe“ registriert werden, während in der Atmosphäre die Böe in den allermeisten Fällen als „Spitze“ registriert wird, d. h. die Geschwindigkeit hinter dem Böenkopf fast ebenso schnell wieder abfällt, wie sie angestiegen war.

Von W. Schmidt übernehme ich im folgenden für die vorrückende Kaltluft den Böenkopf, der sich auch dann einstellt, wenn die Kaltluftmasse nicht durch dauernden Nachfluß in Bewegung bleibt, sondern als Kaltlufttropfen vorrückt (36, S. 1148).

Dynamisch ist, worauf ebenfalls P. Raethjen (25) hingewiesen hat, der Schmidt'sche Versuch kein reiner Zerfließvorgang, vielmehr ist der Torricelli'sche Ausflußvorgang beteiligt. Aber Ghatage (9) hat gezeigt, daß auch beim reinen Zerfließen der Böenkopf entsteht. Das von W. Schmidt aus seinen Versuchen hergeleitete Modell einer atmosphärischen Böe schöpft seine Energie lediglich aus der Schwerkräftsarbeit.

h) Das Staubsturmmodell von H. Koschmieder (17) schließt sich eng an das Modell von W. Schmidt an. In Abb. 42b sind die Stromlinien (ausgezogen in Kaltluft, strichpunktirt in der Warmluft) in einem erdfesten System dargestellt. Gestrichelt ist noch die Begrenzung der Kaltluft eingetragen, die aus den Untersuchungen W. Schmidt's übernommen wurde. Im Gegensatz zu W. Schmidt ist jedoch die Bewegung in der Kaltluft hart hinter der Front als aufsteigend dargestellt¹⁾. Hierfür habe ich zwei Beweise: 1. den Befund, daß die Windgeschwindigkeit in der Böe

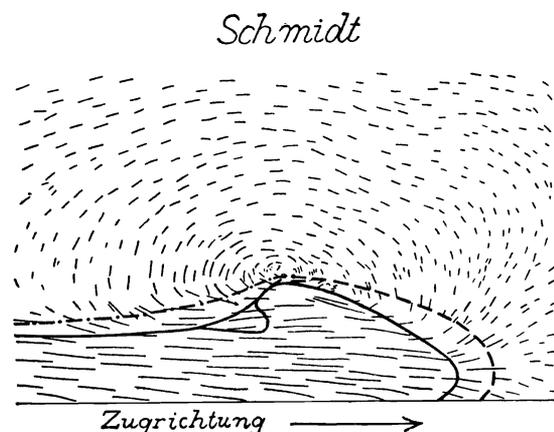


Abb. 42a. Böenmodell von W. Schmidt. Ausgezogen die von W. Schmidt angegebene Berandung der Kaltluftmasse, die aus einem anderen Versuch stammt als die hier dargestellte Photographie der Strömungsvektoren. Gestrichelt die vermutlich hier maßgebliche Berandung der Kaltluftmasse.

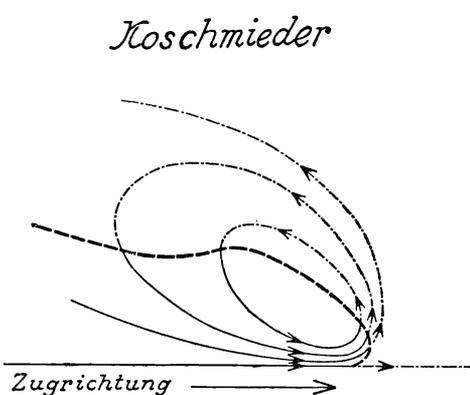


Abb. 42b. Das Staubsturmmodell von Koschmieder, das sich eng an das Böenmodell von W. Schmidt anschließt, aber unmittelbar hinter der Kaltfront eine stark aufsteigende Bewegung zeigt.

¹⁾ Wie ich nach Abgabe des Manuskriptes feststelle, hat auch A. Schmauß (35) auf Grund einer Freiballonfahrt aufsteigende Bewegung der Kaltluft unmittelbar hinter der Front gefolgert. Doch hat er diese Bewegung im Gegensatz zu Abb. 42b parallel zur Luftkörpergrenze angenommen, was bei einem Zerfließen der Kaltluft nicht möglich ist. Die mehrfachen Höhenschwankungen des Ballones sind mit Abb. 42b durchaus verträglich, da der Ballon sicher nicht ausgewogen war.

— auch bei kondensationslosen Kälteeinbrüchen, z. B. dem Seewind (15) und einigen Kaltluftstaubstürmen — merklich größer ist als die Zuggeschwindigkeit der Böe und 2. die Gestalt mancher Staubwände, die ich ausführlich an anderer Stelle (17) erörtert habe. Hier seien nur zwei Lichtbilder von Staubstürmen wiedergegeben. Abb. 46¹⁾ zeigt einen Staubsturm von vorn. Es kann doch gar kein Zweifel sein, daß die gewaltigen Staubmengen durch (mehr oder weniger) geordnete Aufwinde in der einbrechenden Kaltluft emporgetragen werden. Abb. 47¹⁾ zeigt einen Staubsturm fast von der Seite. Sein Profil stimmt fast völlig mit dem Böenkopf überein.

Daß die Staubstürme, die eine solche „Staubwand“ zeigen, Kälteeinbrüche irgendwelcher Art darstellen, darüber besteht heute Einverständnis. Kein Einverständnis besteht darüber, ob die Staubstürme stets mit dem Auftreten von Gewitterwolken verbunden sind oder nicht. C. W. B. Normand (22) und J. S. Farquharson (3) bejahen die Frage, R. G. Veryard (43) verneint sie. M. E. zeigen einige Lichtbilder und einige Beschreibungen, daß in Trockengebieten Kaltluftstaubstürme auch ohne Gewitterwolken auftreten können. Die Entscheidung hierüber muß die Zukunft bringen. Hier ist die Frage ohne Belang. Für die Staubstürme, die mit Gewittern auftreten, wird das Stromfeld etwas verwickelter. Es wird im nächsten Kapitel behandelt werden.

Nachschrift. Das Manuskript war geschrieben, die Zeichnungen sämtlich in der hier veröffentlichten Form gefertigt und fast der gesamte Inhalt am 15. 12. 1938 in dem Berliner Zweigverein der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft vorgetragen, als drei weitere wichtige Arbeiten über die Gewitter erschienen: „The sources of energy of storms“ von C. W. B. Normand (23) 1938, „Die Ergebnisse der Untersuchungen an tropischen Gewittern usw.“ von G. A. Suckstorff im Sept. 1939 (41) und die mir kürzlich bekannt gewordenen „Flugberichte“ des Rhönsegelflug-Wettbewerbes 1938, herausgegeben vom Korpsführer des NS.-Fliegerkorps (7).

Normand fordert in dem Gewitter, und zwar in der begleitenden Kaltluft, eine starke absteigende Bewegung. Diese sieht er als erforderlich an, um die aufgestiegene Warmluft zu kompensieren, die die Gewitterwolke bildet. Er meint, daß

„in den üblichen Schemata der Abwind, der hinter dem Böenkragen oder der Böe eingezeichnet ist, seinen Ausgangspunkt offenbar in den unteren Schichten der Wolke hat und daher im wesentlichen die Rückkehr zur Erdoberfläche solcher Luftmassen bedeutet, die ursprünglich dort gelegen waren. In dieser Vorstellung liegt aber eine ernste Schwierigkeit. . . . Die Luft, die den Kreislauf vom Boden zur Wolke und wieder zurück durchläuft, sollte dort doch mit einer unveränderten Feuchttemperatur (wet bulb temperature) ankommen, wenn der Kreislauf adiabatisch ist, auf jeden Fall mit einer nur kleinen Änderung der Feuchttemperatur, wenn der Kreislauf rasch erfolgt, was in einem Gewitter der Fall sei. Daher werden die tiefen Feuchttemperaturen nicht durch eine wirbelartige Rückkehr der Bodenluft zum Erdboden erklärt, selbst wenn die Luft dabei vom Regen durchnäßt würde . . . Das Tephigramm zeigt, daß eine wirksame Instabilität einen aktiven, sich selbst beschleunigenden Abwind verlangt, und nicht nur ein passives Absinken. Der absteigende Strom ist eine der bemerkenswerten Tatsachen in heftigen Gewittern und Staubstürmen, die Böen mit großer staubaufnehmender Kraft und plötzlichem Temperaturabfall mit sich bringen. Von welchen Höhen kommt der absteigende Strom? Das ist noch unbekannt . . . Die einfachste Vorstellung mangels weiterer Kenntnisse ist die Annahme, daß die tiefen Feuchttemperaturen, die nach einem Gewittersturm auftreten, durch Luft herabgebracht werden, die ohne Änderung der feucht-potentiellen Temperatur herabsteigt. Die verhältnismäßig wenigen verwertbaren Beobachtungen geben dann Höhen bis zu 4 km, von denen die Luft während des Gewitters absteigt . . . Wenn ein örtliches Wärmegewitter seinen eigenen absteigenden Strom entwickeln kann, kann es auch seinen eigenen Kaltluftkörper (cold wave) entwickeln, der dann die Fortsetzung des Vorganges auslöst in der Richtung, in der der Sturm fortschreitet. Dieser Kaltluftkörper ist dem Ursprung nach verschieden von dem Zustand horizontaler Instabilität an Großfronten. Er kommt aus der Höhe und ist eine unmittelbare Folge der anfänglichen Feuchtlabilität.“

— Strömungsbilder werden nicht gegeben.

Daß die örtlichen Wärmegewitter auf Feuchtlabilität zurückgehen, sich ihren eigenen Kaltluftkörper selbst schaffen und dabei die absteigenden Luftmassen mehr der Feucht- als der Trockenadiabaten folgen, — in diesen drei Kardinalpunkten stimme ich mit Normand völlig überein.

Was die Frage betrifft, ob die Luft einen Kreislauf Erdoberfläche — Wolke — Erdoberfläche durchmacht oder nicht, so denkt C. W. B. Normand hier offenbar an Liniengewitter, die irgendwie mit einem Luftmassenwechsel verbunden sind. Denn nur diese zeigen, wie Normand vor fast 20 Jahren selbst (22) feststellte, den scharfen Rückgang der Feuchttemperatur, während er für Wärmegewitter, selbst in schwersten Fällen, eine merkliche Konstanz der Feuchttemperatur beobachtete. Auch mit diesen früheren Äußerungen Normands scheinen die folgenden Erörterungen in Übereinstimmung zu stehen. Bei ihnen liegt freilich das Hauptgewicht auf kinematischen Erörterungen. Die dynamischen und thermodynamischen Fragen werden eingehend erst an Hand von Schwarmaufstiegen mit Registrierballonen, vor, während und nach Gewittern erörtert werden²⁾.

¹⁾ Die Abbildungen 46 bis 50 sind am Schluß der Arbeit in einer Tafel gegeben.

²⁾ Solche Untersuchungen werden zur Zeit am Aeronautischen Observatorium Lindenberg des Reichsamts für Wetterdienst durchgeführt.

G. A. Suckstorff (41) gibt in seiner Mitteilung der meteorologischen Ergebnisse, die auf der Deutschen Dozentenreise 1938 durch Mittelafrrika gewonnen wurden, eine Reihe sehr eindrucksvoller Registrierungen seines Feindruckschreibers und Gasthermographen. Das Hauptergebnis ist, daß in den meisten Fällen der Temperatursturz von 6 bis 8° C schon 5 bis 20 min vor Beginn des Niederschlages einsetzt und nach Abzug des Gewitters kein wesentlicher Temperaturanstieg erfolgt. Die Gewitterabkühlung wirkt aber am nächsten Tage nicht mehr nach. In einer Abbildung (II/20) wird dann der „Aufbau und Strömungsverlauf eines idealen Gewitters“ in einem Modell dargestellt, das für die tropischen und europäischen Gewitter als charakteristisch angesehen wird. Gegenüber dem oben besprochenen Modell Suckstorff's ist hier nun auch eine ernährende Einströmung von vorn angenommen, aber der Abwind in der Mitte der Wolke wird — wenn auch nicht in den obersten Teilen — beibehalten. Zur Dynamik bemerkt Suckstorff, daß die absteigende Luft der Feuchtadiabaten folgt und der Temperaturrückgang am Boden daher am größten ist. Die unten radial ausströmende Luft hat ihre größte Geschwindigkeit nahe dem Erdboden, entsprechend der Druckverteilung, die der vom Niederschlag erzeugte Kaltluftkörper bewirkt. Bei den europäischen Gewittern soll die Corioliskraft wesentlich mitwirken. Auf der Rückseite bildet sich eine dünne Kaltluftschlepe, die allmählich weit hinter dem Gewitter zurück bleibt.

Ich glaube nicht, daß sich eine starke abwärts gerichtete Bewegung im Zentrum der Gewitterwolke ausbildet, sondern glaube, daß sie mehr auf der Rückseite des Cumulonimbus zu finden ist, und zwar deswegen, weil die Gewitterwolke sicher ein asymmetrisches Gebilde ist, deren Vorderseite durch aufsteigende Ströme völlig ausgefüllt wird, und weil die Rückseite tatsächlich sehr oft zerfaserte Wolkenformen zeigt, die auf eine Auflösung, d. h. einen Abwind hindeuten.

Diese Vorstellungen über die Aufwindverteilung in den Gewitterwolken finden eine weitgehende Bestätigung in den Berichten über die Gewittersegelflüge in der Rhön 1938, die der Korpsführer des NS.-Fliegerkorps herausgegeben hat. Mit seiner Genehmigung entnehme ich den „Flugberichten“ (7) folgendes: Peter (S. 52) steigt am 6. 8. 38 in gleichmäßigen Aufwinden von 9—11 m/s von 2000 bis 5200 m bei leichtem Regen. Dann setzt erbsengroßer Hagel ein (und eine Böigkeit, die das Flugzeug zu zerbrechen droht). Trotzdem steigt es noch auf 6000 m. Steinert (S. 54) steigt am gleichen Tage von 2000—4600 m in stärkstem Aufwind (zeitweise über 20 m/s) bei starkem Hagel. Feuerrohr (S. 72) steigt am selben Tage in ruhigem Aufwind bis 2800 m, trifft dort auf Regen und Böigkeit, steigt aber trotzdem mit 15—20 m/s Aufwind auf 3600 m, wo Hagel einsetzt. Scheidhauer (S. 60) steigt in ruhigen Kreisen mit rd. 20 m/s Aufwind auf 6400 m. Dort setzt Hagel von solcher Größe ein, daß die Kabinenfenster zerschlagen werden. Trotzdem steigt er noch auf rd. 8000 m. Kühnold (S. 56) steigt am 3. 8. 38 in böigem Aufwind von 6 m/s zwischen 3000 und 4500 m bei starkem Hagel. Die Beobachtungen zeigen somit eindeutig, daß selbst starker Hagel den Aufwindstrom in der Gewitterwolke nicht aufzuhalten vermag.

Ein Abwind kann durch den fallenden Niederschlag in der Gewitterwolke also nur dort erzeugt werden, wo die Gewitterwolke zunächst in Ruhe ist. Das kann nur auf der Rückseite der Fall sein, da die Gewitterwolke auf ihrer Vorderseite ernährt und aufgebaut wird. Auch dafür gibt es Belege. Steinig (S. 74) faßt seine mehrfachen Erfahrungen dahin zusammen: Der Wind bewirkt ein Verlagern des Aufwindgebietes nach vorn (während ein stillstehender Cumulus ein ziemlich symmetrisches Aufwindfeld besitzt). Daß die ganze Vorderseite der Gewitterwolke mit Aufwind ausgefüllt wird, dort also der Aufbau der Wolke stattfindet, zeigen schließlich auch die Frontsegelflüge, die die Aussage Steinigs bestätigen.

Zusammenfassung. Die Anwendung kinematischer Sätze auf die bisherigen Böenmodelle stellte die in den Modellen enthaltenen Schwächen klar. Die — oft noch arg mißverstandene — Kinematik bewies damit wieder ihren großen klärenden Wert. Alsdann wurden die Modelle unter Beibehaltung ihres dynamischen Gehaltes auf eine kinematisch mögliche Form gebracht. Im wesentlichen treten zwei Formen auf:

1. der aus vertikaler Instabilität ernährte Wirbel horizontaler Achse von Köppen und Möller, der in einem mitgeführten Koordinatensystem stationär sein kann, also keinen Zerfließvorgang darstellt;
2. der reine Zerfließvorgang von W. Schmidt und Koschmieder, bei dem die Energie der Böe aus horizontaler Instabilität gewonnen wird und der auf längere Zeit in keinem System stationär sein kann (Seewind und kondensationslose Staubstürme).

Im folgenden wird es sich darum handeln, den Zerfließvorgang mit vertikalen Umlagerungen zu verknüpfen und so zu einem Modell zu gelangen, bei dem — wie in den meisten Gewittern — horizontale und vertikale Instabilität kinetische Energie erzeugen.

3. Zur Kinematik des regnenden Wärmegewitters.

Es gehört zur Definition des Wärmegewitters, daß mindestens zur Zeit seiner Entstehung unterhalb des Kondensationsniveaus trockenadiabatischer oder übertrockenadiabatischer, oberhalb des Kondensationsniveaus feuchtadiabatischer oder überfeuchtadiabatischer Temperaturgradient in der ungestörten umgebenden Luft herrscht.

A. Das langsam treibende Wärmegewitter in der ungeschichteten Troposphäre.

Die oft vorhandenen kleineren Inversionen können, solange sie der Wärmecumulonimbus überwinden kann, hier außer Betracht bleiben. Sie bringen lediglich Verzögerungen im vertikalen Aufbau. Von Bedeutung ist jedoch diejenige hochgelegene Sperrschicht, die dem Anwachsen des Cumulonimbus in der Vertikalen ein Ende setzt¹⁾. Sie wird im folgenden willkürlich in 8 km Höhe angenommen. Weiter gehört zur Definition des Wärmegewitters, daß es sich innerhalb einer horizontalhomogenen Luftmasse bildet, also abseits aller Fronten. — Schließlich setzen wir eine in Betrag und Richtung in allen Höhen gleiche, geringe oder mäßig große Geschwindigkeit der ungestörten Luftbewegung (des Grundwindes) voraus. Mit dieser treibt das Gewitter. Es ist wesentlich, daß der Grundwind von 0 verschieden ist, daß das Gewitter wirklich treibt. Für ein stillstehendes (oder sehr schnell bewegtes) Gewitter brauchen die folgenden Überlegungen nicht ohne weiteres zu gelten. — Bei der vorausgesetzten geringen Geschwindigkeit des Grundwindes kann die Bodenreibung meist vernachlässigt werden.

a) Erklärung der Abbildungen, Kleinluftkörper. Kondensationsniveaus. Die Abbildungen 43 sind nicht überhöht. Die beige-schriebenen Höhen und Längen sollen lediglich eine Vorstellung vermitteln. Die Abbildungen stellen Schnitte senkrecht zur Erdoberfläche durch die Mittelachse der Wolke dar, und zwar in Richtung des Grundwindes (der von links nach rechts gerichtet sei). Der Darstellung stehen nur zwei Dimensionen zur Verfügung. Auf den Einfluß der seitlichen Berandung wird daher im Text eingegangen.

Dargestellt sind zunächst die Wolkenformen. Dabei ist versucht worden, das stärkere Wachstum durch eine stärkere Krümmung der Quellformen zu kennzeichnen. Weiter ist der aus der Wolke ausfallende Niederschlag durch kleine vertikale Striche auf der Unterseite der Wolke angedeutet, gleichgültig, ob er den Erdboden erreicht oder vorher verdunstet. Die Striche stehen umso enger, je größer die Niederschlagsintensität (l/qm in der Zeiteinheit) ist.

Die Luftbewegung ist durch Stromlinien in Bezug auf ein mitbewegtes System dargestellt: Dieses bewege sich mit dem Grundwind von links nach rechts; sein Ursprung liegt bei km 0, die x-Achse in der Erdoberfläche im dargestellten Schnitt, die y-Achse weist nach oben. Die Stromlinien, die sämtlich durch einen Pfeil gekennzeichnet sind, stellen also den Störwind dar. Man beachte, daß sie nicht mit den Luftbahnen zusammenfallen (da die Verhältnisse nicht stationär sind!).

Auch das thermodynamische Feld erfordert eine sorgfältige Bezeichnungsweise. Wir nennen die von dem betrachteten lokalen Gewitter ungestörte Luftmasse die Großluftmasse, die vom synoptischen Standpunkt aus ebenso gut eine Warmluft — wie eine Kaltluftmasse sein kann. Im Gegensatz zu ihr steht die von dem Niederschlag gebildete „fast gesättigte Kaltluft“. Die Kaltluft ist durch Punktierung angedeutet. Als dritte kommt die „warm-feuchte Bodenluft“ ins Spiel, die, vom Boden her aufsteigend, zuerst allein, später zusammen mit der Großluftmasse den Cumulus oder Cumulonimbus nährt. Sie ist durch eine verschlungene Rasterung gekennzeichnet. Es erscheint zunächst überraschend, diese Bodenluft als feucht zu bezeichnen, ist aber folgendermaßen begründet: Bei den Wetterlagen der Wärmegewitter nimmt in der ungestörten Großluftmasse in den unteren 1000—1500 m die relative Feuchte mit der Höhe meist langsam ab (nur ganz selten langsam zu). Die spezifische Feuchte nimmt dann, dem adiabatischen Temperaturgefälle entsprechend, rasch mit der Höhe ab. In der aufsteigenden Bodenluft jedoch bleibt die spezifische Feuchte während des Aufstiegs unverändert, die relative Feuchte nimmt daher innerhalb der aufsteigenden Bodenluft mit der Höhe zu: wie es ja sein muß, damit überhaupt eine Kondensation zustande kommen kann. Die aufsteigende Bodenluft unterscheidet sich unterhalb des Kondensationsniveaus — adiabatisches Temperaturgefälle in der ungestörten Großluftmasse vorausgesetzt — weniger durch ihre Temperatur von der Großluftmasse des gleichen Niveaus als durch ihre erheblich größere relative Feuchte. Daher die Wahl der Bezeichnung. Diese Unterschiede sind nicht gering, sondern für die Bildung des Cumulus oder Cumulonimbus durchaus wesentlich. Zwei Beispiele mögen das veranschaulichen, wobei die vorausgesetzten Werte kursiv gesetzt sind:

¹⁾ Sie braucht keine Inversion zu sein, sondern liegt in der Höhe, in der sich die im Cb gültige individuelle und die außerhalb des Cb gültige geometrische Zustandskurve schneiden.

Höhe m	Temperatur °C	Großluftmasse GL		Bodenluft bl		f _{bl} —f _{GL} %
		f %	s g/kg	s g/kg	f %	
0	30	25	6.6	6.6	25	0
1000	20	25	4.0	6.6	41	16
0	30	50	13.2	13.2	50	0
1000	20	50	8.0	13.2	82	32

Die Grenzfläche zwischen der warmfeuchten Bodenluft und der fast gesättigten Kaltluft nennen wir die „Kleinfront“, um anzudeuten, daß sie sich auf den Raum unterhalb der Gewitterwolke beschränkt.

Was das Kondensationsniveau betrifft, so liegen die Verhältnisse noch verwickelter, denn offenbar ist die Kondensationshöhe nicht nur Funktion der relativen Feuchte und Temperatur, sondern auch des Ausgangsniveaus: Jede Stromlinie im stationären Falle, bzw. jede Luftbahn im nichtstationären Falle hat ja ihre eigene Kondensationshöhe. Deswegen ist von vornherein eigentlich gar nicht zu erwarten, daß es ein bestimmtes Kondensationsniveau, also eine horizontale Wolkenunterfläche gibt. Da diese aber mindestens für den Cumulus besteht, so muß er von Luft eines Niveaus (nämlich von der warm-feuchten Bodenluft) genährt werden. Für die Teile der Großluftmasse, die im ungestörten Feld über der warm-feuchten Bodenluft liegen, ist das Kondensationsniveau ersichtlich höher, für die neu gebildete Kaltluft wesentlich tiefer. Wir unterscheiden daher die Kondensationsniveaus

1. der „warmfeuchten Bodenluft“. Es ist identisch mit dem im aerologischen Tagesdienst ermittelten Kondensationsniveau.
2. der (trockenen) Großluftmasse, d. h. derjenigen Teilchen, die im ungestörten Felde etwa zwischen 250 und 750 m Höhe liegen, erst verhältnismäßig spät in die Vertikalbewegung einbezogen werden und in umso größerer Höhe kondensieren, je höher ihr Ausgangsniveau liegt;
3. der „fast gesättigten Kaltluft“. In ihr liegt das Kondensationsniveau sehr tief, in etwa 250—500 m Höhe, wobei die tiefsten Teile der Wolkenunterfläche von den vom Boden aufsteigenden Kaltluftteilchen gebildet werden.

Wenn von Kondensationsniveaus gesprochen wird, so ist darunter streng genommen kein „Niveau“ zu verstehen, sondern eine gegen den Horizont geneigte Fläche. Nur die „warmfeuchte“ Bodenluft besitzt ein wirkliches Kondensationsniveau.

b) Der symmetrische Cumulus. In Abb. 43a) ist ein gut entwickelter Cumulus dargestellt. Er wird von unten her durch die warmfeuchte Bodenluft ernährt, die im wesentlichen symmetrisch gegen die Unterfläche des Cumulus zusammenströmt, diese unter Kondensation nach oben durchsetzt und den Cumulus ausfüllt. Der Cumulus wandere mit der Grundströmung (von links nach rechts). Dann sind es immer neue Teile der Erdoberfläche, die jeweils warmfeuchte Bodenluft an den Cumulus abgeben. Die oberhalb des Cumulus noch liegenden Teile der Großluftmasse müssen aufwärts und seitwärts beschleunigt werden, um dem wachsenden Cumulus Platz zu machen.

Die vor, hinter und neben dem Cumulus gelegenen Luftmassen werden an der Konvektionsströmung zunächst nicht teilnehmen, bilden dann also im mitbewegtem System eine Art Totluft, die in Abb. 43a) durch horizontale Striche gekennzeichnet ist. Dabei können die eingezeichneten Randstromlinien geradezu eine seitliche Begrenzung des Konvektionsstromes bilden und — wie in Abb. 43a) dargestellt — an der Unterfläche des Cumulus fast einen Knick, zumindest eine starke Krümmung aufweisen und zwar aus folgendem Grunde: die im Cumulus unter Kondensation aufsteigende Luft ist wärmer als die Totluft gleichen Niveaus. Infolgedessen treten in jedem durch die Wolke gelegtem Niveau horizontale Gradientkräfte auf, die gegen die Wolkenmitte gerichtet sind. Sie sind am größten an der Wolkenunterfläche und führen dazu, daß die Totluft eine Art „festen Rand“ für die Konvektionsströmung bildet. (In extremen Fällen kann es so zu einer richtigen „Schlotbildung“ kommen, für die andere Gründe bisher nicht beigebracht worden sind.) Die Bezeichnung „fester Rand“ ist natürlich übertrieben, sie soll nur daraufhinweisen, wieso es überhaupt zu einer räumlich konzentrierten und geordneten Konvektionsströmung kommt.

Hier sei noch auf eine äußere Ähnlichkeit mit den Tiefdruckgebieten hingewiesen: Während unten die einströmende Bewegung vom hohen zum tiefen Druck erfolgt, erfolgt oben die ausströmende Bewegung vom tiefen zum hohen Druck (wobei natürlich nicht die absoluten Druckwerte, sondern die Abweichungen vom ungestörten Druck gemeint sind). Eine solche Strömung kann sich überall da ausbilden, wo ein geeigneter fester Rand vorhanden ist: Es wird zuerst Druckenergie in Bewegung, dann Bewegung in Druckenergie umgesetzt. Solange keine Reibung wirkt, solange kann eine solche Bewegung ohne äußeren Energie-

aufwand, ohne Motor bestehen. Ein Motor ist hier jedoch vorhanden, insofern als die freiwerdende Kondensationswärme dem System immer neue Energie zuführt. Sie wird einerseits die Trägheit der über dem Cumulus liegenden Luft überwinden, andererseits auch ein Anwachsen des Cumulus in der Horizontalen ermöglichen.

Solange es nicht zum Ausfall von Regen kommt, kann der Cumulus durch ein mehr oder weniger stetiges Aufblähen bei symmetrischer Strömung anwachsen.

c) Die Umwandlung des symmetrischen Cumulus in den asymmetrischen Cumulonimbus. Sobald Regen ausfällt, kommt es zur Ausbildung asymmetrischer Verhältnisse. Da die Fortbewegung des Cumulus der einzige einseitig gerichtete Vorgang ist (die Schattenwirkung der Wolken kann nach den Ergebnissen von Suckstorff vernachlässigt werden), so liegt es nahe, sie mit der Ausbildung der Asymmetrie im Zusammenhang zu bringen. Und in der Tat: Niederschlag und Fortbewegung des Cumulo-

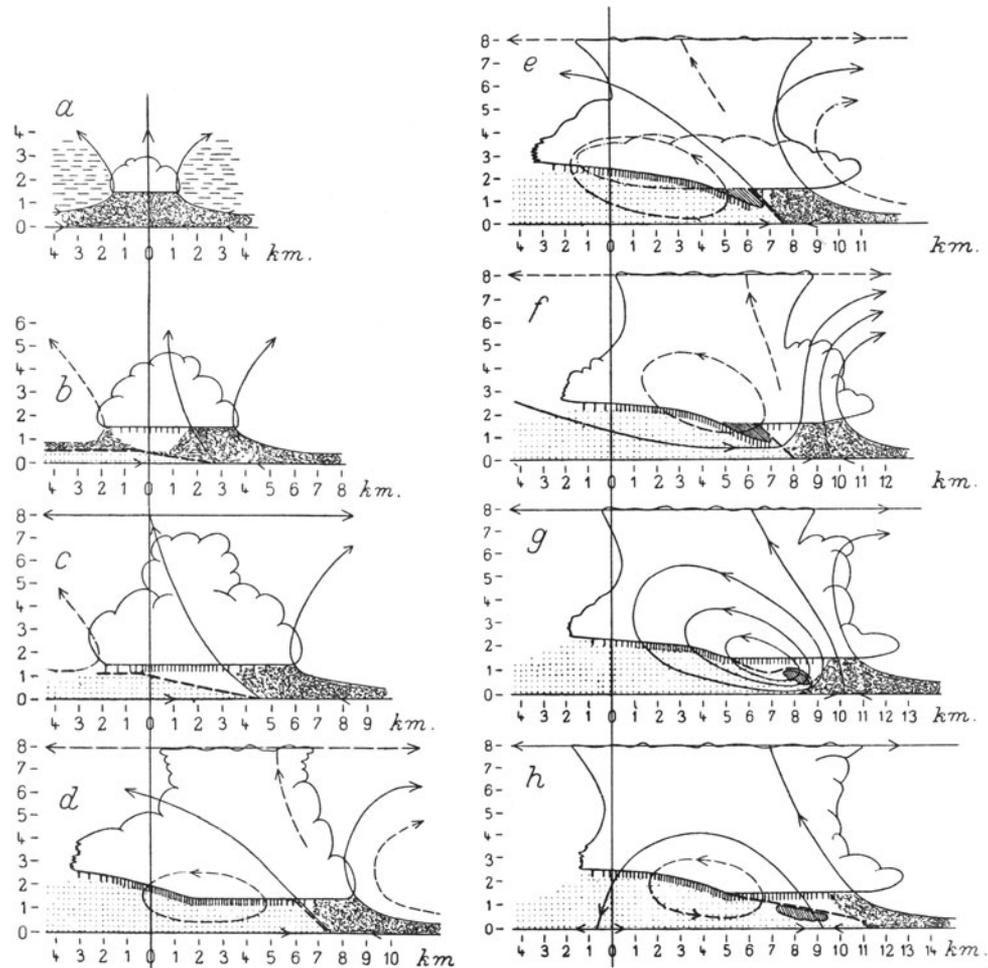


Abb. 43. Das langsam treibende Wärmegewitter.

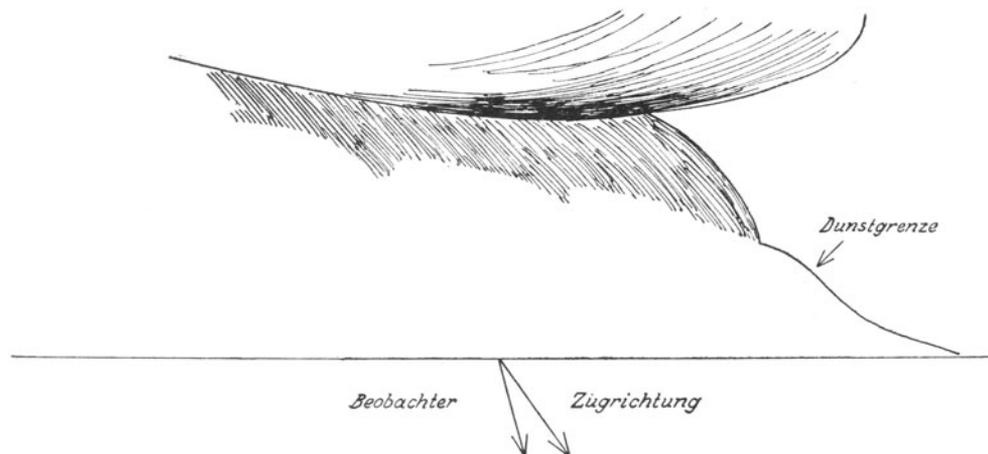
nimbus führen notwendig dazu, daß sich auf der Rückseite des wachsenden Cumulonimbus eine Kaltluftschicht ausbildet. Die für den Aufbau des Cumulonimbus besonders wichtige warmfeuchte, vielleicht sogar überhitzte Bodenluft ist dann nur noch auf der Vorderseite des Cumulonimbus vorhanden. Die Ernährung des Cumulonimbus erfolgt daher zunächst bevorzugt, später ausschließlich von vorn, teilweise auch von der Seite, aber nicht mehr von hinten (Abb. 43 b und c).

Die Folge davon ist, daß die aufsteigende Luftbewegung mehr und mehr eine rückwärts gerichtete Komponente erhält. Dadurch wird wieder die Niederschlagsverteilung asymmetrisch: Der Regen fällt am stärksten aus der Wolke aus, wo der Aufwind am schwächsten ist, d. h. auf der Rückseite (Abb. 43 c). Infolgedessen nimmt die Höhe der Kaltluft unter dem Cumulonimbus nach rückwärts rasch zu. Nach vorn hin wird die Kaltluft nicht über den Staupunkt des Störwindfeldes vorstoßen. Kleine Kaltluft-Tropfen, die etwa vor dem Staupunkt gebildet werden, fließen gegen den Staupunkt zurück. Hinter dem Cumulonimbus löst sich der Kaltluftkörper bald wieder auf, teils durch Erwärmung vom Boden her, teils durch Vermischung von oben her. Die in einem Niveau gemessene Temperatur-Differenz ist, da sie im wesentlichen durch den fallenden und verdunsteten Regen zustande kommt und dieser seine Temperatur von oben mitbringt, naturgemäß am größten am Erdboden. Nach oben hin nimmt dann diese Temperatur-Differenz ab. Wo sie den Wert 0 erreicht, ist nicht zu sagen, möglicherweise erst in der Wolke.

d) Die Bildung des Böenkragens und des Wolkenkranzes. Die Strömungsverhältnisse bleiben sich im großen und ganzen ähnlich, bis der aufschießende Hauptturm auf eine unüberwindliche Sperrschicht stößt, (in unserm Beispiel in 8 km Höhe, Abb. 43d). Alsdann neigt sich die vom Staupunkt ausgehende Stromlinie noch weiter rückwärts über. Da gegen sie unterhalb des Cumulonimbus die Kaltluft zuströmt, so wird die Kleifront schließlich von Stromlinien gebildet werden.

Dauert das Anwachsen des Cumulonimbus hinreichend lange an und erfolgt es mit hinreichender Geschwindigkeit, so wird allmählich die Luft rings um den Schlot der warmfeuchten Bodenluft durch turbulente Reibung gleichfalls in aufsteigende Bewegung versetzt und es kommt zu neuen Wolkenbildungen. Vorn und an den Seiten steigen auch Teile der Großluftmasse auf und bilden um den Cumulonimbus in etwa $\frac{3}{4}$ seines Umfanges einen Kranz schwach quellender Cu- oder Sc-ähnlicher Wolken, deren Unterfläche von innen nach außen ansteigt, wie in Abb. 43e) auf der Vorderseite dargestellt. Die Formen an der Seite sind, da die Zeichnungen Schnitte darstellen, nur strichpunktiert angedeutet. Auf der Rückseite der Kleifront hingegen bildet sich in der sehr feuchten Kaltluft ein tief herabhängender Vorhang, der sogenannte „Böenkragen“. Nach Art seiner Entstehung zeigt er keine Quellenformen, sondern die in Abb. 43e) dargestellte längsgefaserete Form. Einen solchen Böenkragen¹⁾ konnte ich bei dem örtlich engbegrenztem Gewitter am 14. 8. 1937 in Lindenberg deutlich beobachten und zeichnen (vgl. Abb. 44). Er wies auch unverkennbar die mit der Kleifront nach rückwärts-aufwärts ansteigende obere Begrenzung auf. Einen besonders schönen Böenkragen hat Daubert (vgl. Abb. 48²⁾) photographiert und ein im Observatorium Potsdam aufgenommenes Lichtbild (vgl. Abb. 50) zeigt unmittelbar, daß die untere Begrenzung des Böenkragens nach hinten ansteigt.

Abb. 44. Der Böenkragen des Gewitters vom 14. 8. 1937 in Lindenberg. Vom Verfasser nach der Natur gezeichnet. Die schräg rückwärts laufende Faserung des Böenkragens war deutlich zu erkennen. Merkwürdig war eine an den Böenkragen anschließende Dunstgrenze, am linken Rande (gesehen in Zugrichtung).



Hinter dem Böenkragen liegt dann der eigentliche Regenhimmel, dessen untere Begrenzung schwer zu erkennen ist. Ist der Niederschlag hinreichend intensiv, so kann es, wie schon in Abb. 43d) angedeutet, zu einer absteigenden Luftbewegung kommen, die zu einem Abbau der Wolke von unten her führt. Die Folge davon ist, daß, wie oft beobachtet wird, die Wolkenunterfläche von der Mitte nach hinten ansteigt und am hinteren Rande ein zerfasertes Aussehen zeigt, das in einer Höhe von 2—3 km, mitunter aber auch noch tiefer, Cirren vortäuscht. Ja die absteigende Bewegung kann so umfangreich sein, daß der Cumulonimbus auf der Rückseite, wenn auch langsam, abgebaut wird.

e) Das unstetige Anwachsen des Cumulonimbus vorn und auf den Seiten. Dem langsamen Abbau auf der Rückseite steht ein starker Anbau vorn und an den Seiten gegenüber, so, daß der Cumulonimbus als Ganzes dauernd wächst. Dieses Wachsen erfolgt jetzt, d. h. nach Erreichen der oberen Sperrschicht, nicht mehr stetig, indem sich der Cumulonimbus allmählich aufbläht, sondern ausgesprochen unstetig, indem vorn und an den Seiten von Zeit zu Zeit neue Türme aufschießen, die erst allmählich mit dem Hauptturm völlig zusammen wachsen. Dieser Vorgang wird fast stets beobachtet und muß daher in einer Theorie der Gewitterwolke seinen Platz finden (vgl. Abb. 49²⁾).

Mit diesem unstetigen Anwachsen des Cumulonimbus ist eine unstetige Fortbewegung der Kaltluft verbunden³⁾.

¹⁾ Es treten unter Umständen auch anders geformte Böenkragen auf.

²⁾ Die Abbildungen 46—50 sind auf einer Tafel am Schluß der Arbeit wiedergegeben.

³⁾ Ein Vorrücken der Kleifront ist, wie aus Abb. 43 ersichtlich, bereits angenommen worden, indem sie von km 2.5 bis km 8 vorrückt. Die Geschwindigkeit, mit der das Vorrücken geschieht, entspricht ungefähr der Wachstumsgeschwindigkeit des Cumulonimbus in der Horizontalen, d. h. 3.6—7.2 km/h oder 1—2 m/s. Dieser Wert reicht zur Erklärung der beobachteten Störwindgeschwindigkeit, die oft 10 m/s erreicht, bestimmt nicht aus.

Es möge sich auf der Vorderseite des Cumulonimbus ein neuer Turm bilden. Er wird zuerst langsam, dann schneller wachsen, am schnellsten etwa dann, wenn er die halbe Höhe des Cumulonimbus erreicht hat. Der dann herrschende Zustand ist in Abb. 43f) dargestellt. Dem stürmischen Emporschießen entsprechend sind auf der Vorderseite nunmehr drei aufwärtsgerichtete Stromlinien durch den neuen Turm gezeichnet. Die Kleinfrent möge ihre Lage noch wie in Abb. 43e) beibehalten haben. Doch ist ihre Lage jetzt nicht mehr stabil: Die Scherkräfte, die der starke nach rückwärts gerichtete Strom der warmfeuchten Bodenluft in e) auf die Kaltluft ausübt, fehlen. Ja die Kaltluft wird von dem aufschießenden Turm geradezu angesaugt. Es treten daher an der Kleinfrent horizontale, nach vorwärts gerichtete Beschleunigungen auf. Diese bewirken in der Zeit zwischen 43f) und 43g) ein stürmisches Vordringen der Kaltluft (im mitgeführten System), wobei sich ein Böenkopf ausbildet. Mit dem weiteren Aufschießen des Turmes nimmt die Vertikalgeschwindigkeit auf der Vorderseite ab, so daß der benötigte Massenzufluß sich dort verringert. Im Zustand g), in dem der Turm etwa $\frac{3}{4}$ der Höhe des Cumulonimbus erreicht hat, verlangsamt sich das Aufschießen des neugebildeten Turmes, in ihn ist daher nur noch eine aufwärts gerichtete Stromlinie eingezeichnet, während zwei nach rückwärts umbiegen. Diese liefern den Ersatz für die hinter der Kleinfrent vorstoßende Kaltluft. (Man beachte aber wieder, daß die Stromlinien nicht Luftbahnen sind.) In der Zeit zwischen g) und h) stößt die Kleinfrent noch weiter vor unter weiterer Verflachung, bis sie in der Nähe des Vorrandes des Cumulonimbus liegen bleibt (Abb. 43h)). Irgend wann muß dies eintreten, denn je flacher die Kleinfrent wird, umso kleiner werden die horizontalen Gradientkräfte. Diese reichen dann nicht mehr aus, um die bisher unwesentliche, jetzt aber in dieser dünnen Schicht sehr wirksame Bodenreibung sowie die Scherkräfte der in den Cumulonimbus einströmenden warmfeuchten Bodenluft zu überwinden. In derselben Zeit quillt der vordere Turm etwa bis auf $\frac{9}{10}$ des Cumulonimbus auf, der für ihn benötigte Massenzufluß nimmt weiter ab. Im Zustand h) ist daher keine Stromlinie mehr durch den vorderen Turm gelegt. Das Stromlinienbild ähnelt nunmehr wieder dem der Abb. 43e), jedoch mit dem Unterschied, daß die Kleinfrent nicht wie dort Stromlinie ist, sondern von zwei Stromlinien durchsetzt wird. Dieses deutet sichtlich eine Lagenveränderung der Kleinfrent an: Der untere Teil der Kleinfrent wird (wegen der Bodenreibung sehr langsam) rückwärts gedrängt, der obere aufwärts gehoben, d. h. die Kleinfrent richtet sich auf. Dies dauert so lange an, bis die aus den horizontalen Temperatur-Differenzen hervorgehenden Gradientkräfte gleich den von dem Warmluftstrom ausgeübten Scherkräften werden. Alsdann ist die Kleinfrent wieder Stromlinie und der Zustand e) ist im wesentlichen wieder hergestellt.

Mit dem Aufschießen jedes neuen Turmes wiederholt sich dann das hier beschriebene Spiel.

Zu den in Abb. 43 dargestellten Stromfeldern sei nochmals bemerkt, daß sie sich auf ein mitbewegtes System beziehen. Im erdfesten System, aus dem ja alle unsere Beobachtungen stammen, überlagert sich noch die (von links nach rechts genommene) Translation. Diese ist in den meisten Fällen größer als die rückwärts gerichtete Bewegungskomponente der warmfeuchten Bodenluft, so daß im erdfesten System eine vorwärts gerichtete Bewegung auch in der warmfeuchten Bodenluft resultiert. Dies ist der Grund dafür, daß sich — im Gegensatz zu mancher Behauptung der Literatur — in den (Potsdamer) Beobachtungen so gut wie nie vor dem Gewitter eine gegen das Gewitter gerichtete Luftbewegung findet. (Mit Ausnahme der Fälle, in denen Zugrichtung des Gewitters und Bodenwind einander entgegengesetzt sind und die im folgenden Abschnitt B. behandelt werden.) Bei ganz langsam ziehenden oder gar stationären Gewittern müßte diese gegen das Gewitter gerichtete Bewegung zumindest in einzelnen Phasen nachweisbar sein. Es wird die Aufgabe planvoller Gewitterbeobachtungen sein, hierfür den Nachweis zu erbringen.

f) Einige Abschätzungen über Wachstum und Ernährung des Cumulonimbus.

Leider fehlen bisher Messungen über die horizontale Ausdehnung des Cumulus vollständig. Die in Abb. 43a—h) dargestellten Längenabmessungen sind geschätzt. Bessere Vorstellungen als von den Längen hat man von den Zeiten, die die Wolken benötigen, um durch den Zenit hindurchzuziehen. Die Dauer des Zenitdurchganges ist ersichtlich gleich Länge : Grundgeschwindigkeit. Wird diese zu $24 \text{ km/h} = 6.7 \text{ m/s}$ angenommen, so findet man bei einer Länge von

3 km	Abb. 43a	eine	Durchgangsdauer	von	$7\frac{1}{2}$ min
6 km	Abb. 43b	„	„	„	15 „
9 km	Abb. 43c	„	„	„	$22\frac{1}{2}$ „
12 km	Abb. 43d	„	„	„	30 „

(und für e—h etwa 35 min). Das sind Zahlen, die nicht allzuweit von der Wirklichkeit entfernt sein dürften. — Das Wachstum in der Vertikalen wird zuerst etwa 1, dann 4 und zuletzt wieder 1 m/s betragen. Nimmt man einen Mittelwert von 2 m/s, so dauert der Aufbau eines Turmes von 1500—8000 m Höhe eine knappe Stunde.

Die Ernährung des symmetrischen Cumulus durch die warmfeuchte Bodenluft ist offenbar gleich $\rho_h \cdot v_h \cdot f_h$, wo ρ_h die Dichte im Kondensationsniveau h , v_h die dort herrschende Vertikalgeschwindigkeit (Mittelwert für die gesamte Unterfläche des Cumulus!), f_h die Unterfläche des Cumulus vom Radius r ist. Diesem Massenzufluß muß der seitliche Zustrom unterhalb des Cumulus gleich sein. Dieser ist gleich $\bar{q} \cdot \bar{u} \cdot 2r\pi h$, wo \bar{q} und \bar{u} Mittelwerte zwischen 0 und h bedeuten. Also wird

$$\rho_h \cdot v_h \cdot r^2 \pi = \bar{\rho} \cdot \bar{u} \cdot 2r\pi h \text{ oder } \frac{\bar{u}}{v_h} = \frac{\rho_h}{\bar{\rho}} \cdot \frac{r}{2h}$$

Da der Dichtefaktor hier kaum mehr als 10% von der Einheit abweicht, wird er gleich 1 gesetzt. Dann ergeben sich beiläufig folgende Zahlen:

h = 1.5 km	r =	1	1.5	2	3	4	5	6 km
	$\bar{u}/v_h =$	0.33	0.5	0.67	1	1.33	1.67	2

Man erkennt daraus, daß der seitliche Zustrom über Erwärmen gering bleibt: Selbst bei einem stattlichen Cumulus von 6 km Durchmesser hat der mittlere seitliche Zustrom erst denselben Wert wie der mittlere Vertikalstrom an der gesamten Wolkenunterfläche, bei 3 km Durchmesser nur den halben Wert. So erklärt sich, daß der seitliche Zustrom auf der Vorderseite praktisch nie als „Gegenwind“ beobachtet wird.

Nähert sich die Randstromlinie — wie anzunehmen ist — mit wachsendem Abstand R von der Wolke dem Erdboden, so ist

$$u_R \cdot 2\pi R \cdot h_R = \bar{u} \cdot 2\pi r \cdot h \text{ oder } \frac{u_R}{\bar{u}} = \frac{h}{h_R} \cdot \frac{r}{R}$$

Damit u_R mit wachsendem R kleiner wird, muß h_R langsamer als mit $1/R$ nach außen abnehmen.

Für den asymmetrischen Cumulonimbus gilt dasselbe wie für den symmetrischen Cumulus, solange der Cumulonimbus dreidimensional ist und die Einströmfläche in ihm und die Zustromfläche um ihn gleichen Zentriwinkel haben.

Bei einem Vergleich zwischen Quellung auf der Oberseite und Zustrom durch die Unterfläche kann der Dichtefaktor schon wesentlich werden. In der Normalatmosphäre ist in knapp 7 km die Dichte halb so groß wie in 1 km, in reichlich 7 km halb so groß wie in 1.5 km Höhe. D. h. bei gleichem Querschnitt (z. B. beim aufschießenden Turm) ist in etwa 7 km Höhe die Vertikalgeschwindigkeit doppelt so groß wie an der Unterfläche, bzw. bei gleichen Vertikalgeschwindigkeiten reicht die unten zuffießende Masse aus, um oben eine Fläche doppelten Querschnitts zu speisen (Bildung der Amboßform).

In dieser Volumenvergrößerung der aufsteigenden Luftmassen liegt die Ursache für die geringe beobachtete Geschwindigkeit des Nährstromes, bzw. dafür, daß der verhältnismäßig große Amboß durch eine verhältnismäßig kleine Einströmfläche hindurch aufgebaut und erhalten werden kann. Der seitliche Zustrom braucht daher im Mittel über Raum und Zeit kaum über 1—2 m/s hinauszugehen.

Zusammenfassung. Zum Schluß sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die Entwicklung des Wärme-Cumulonimbus durch unübersehbare Nebenumstände im Einzelfall anders verlaufen kann als angegeben. Als solche Nebenumstände seien angeführt stärkere Sperrschichten, die später doch durchbrochen werden, das Aufsaugen besonders warmer oder besonders kalter, besonders feuchter oder besonders trockener Kleinluftkörper, das Überstreichen größerer Hügel oder gar Berge — ganz zu schweigen von Änderungen oder Einflüssen der Großwetterlage, die den Charakter des Gewitters völlig zu verändern imstande sind.

Solange aber die eingangs gemachten Voraussetzungen gelten, solange scheinen mir jedoch folgende Phasen der Entwicklung festzustehen:

1. Umwandlung des symmetrischen Cumulus in den asymmetrischen Cumulonimbus,
2. Bildung des Böenkragens unter der Böenfläche und des Wolkenkranzes,
3. Unstetiges Wachstum in der Horizontalen,
4. Unstetiges Vorrücken der Kaltluft.

Dies herauszustellen sowie die Gewitterwolke als nicht-stationäres Gebilde darzustellen, war der Zweck dieser Untersuchung. Sache planvoller Beobachtungen wird sein festzustellen, welchen Anteil an Zeit die einzelnen Phasen der Entwicklung im Lebenslauf des Cumulonimbus beanspruchen, insbesondere nach Erreichen der oberen Sperrschicht (Phasen f—h) und wie der zeitliche Anteil der verschiedenen Phasen von der vertikalen Schichtung abhängt.

Es ist wichtig zu beachten, daß auch beim Auftreten sämtlicher Phasen e—h jeder Punkt der von der Kleinfront überstrichenen Erdoberfläche von einer Böe betroffen werden kann. Schon der Zustand e ergibt eine vorübergehende Geschwindigkeitszunahme nach dem Durchzug der Kleinfront. Außerdem kann der Zustand g, obwohl nur von Zeit zu Zeit eintretend, an jedem Punkt der Erdoberfläche eine mehr oder minder starke Böe verursachen, wenn die von ihm zwischen e und h durchlaufene Strecke nur kleiner ist als das Gebiet stark erhöhter Geschwindigkeit (z. B. zwischen km 8.5 und 4.5 in g).

B. Das Wärmegewitter in der geschichteten Troposphäre.

a) Die einfache Windschichtung. Windrichtung und -geschwindigkeit des ungestörten Feldes seien vom Boden bis zur Höhe h, $h \leq h_k$, konstant und durch den Vektor g_0 (unterer Grundwind) dargestellt, oberhalb h bis zur ersten unüberwindlichen Sperrschicht (z. B. wie bisher in 8 km) ebenfalls konstant, und durch den Vektor g_h (oberer Grundwind) dargestellt. g_0 und g_h seien stark verschieden. Es herrsche eine stetige, durch Inversionen nicht unterbrochene vertikale Temperaturverteilung, und zwar bis zum Kondensationsniveau trockenadiabatischer Gradient, darüber mindestens feuchtadiabatischer Gradient. — Unter

diesen Voraussetzungen nimmt die warmfeuchte Bodenluft an der Konvektionsströmung teil, ähnlich wie beim langsam treibenden Wärmegewitter im ungeschichteten Strom. Ebenso bildet sich auf der Rückseite des Gewitters die fast gesättigte Kaltluft.

Im folgenden wird das Zusammenwirken von Grund- und Störwind behandelt, und zwar auf dynamischer Grundlage, da manche Darstellungen darüber aus den letzten Jahren zu Mißverständnissen Anlaß geben können, obwohl der Sachverhalt recht einfach ist. Der Grundwind ist gegeben durch das Gleichgewicht von Gradientkraft \mathcal{G} , Corioliskraft \mathcal{C} und Reibungskraft \mathcal{R} , so daß

$$\mathcal{G} + \mathcal{C} + \mathcal{R} = 0.$$

Um die Gradientkräfte des Grundwindes mit denen des Störwindes vergleichen zu können, berechnen wir für den geostrophischen Wind $\mathcal{G} = -\mathcal{C}$ die horizontalen Druckgradienten und finden für eine Geschwindigkeit von 685 cm/sec in der Breite von 45° den Wert 1 mb/111 km. Für den Störwind zeigen die Druckregistrierungen in den Gewitterböen einen sehr viel größeren horizontalen Druckgradienten: Er hat die Größenordnung von 1 mb/1.1 km, ist also 100 mal so groß wie bei einer geostrophischen Grundströmung von rd. 7 m/s. Im Zusammenwirken von Gradient- und Störwind kann daher der Grundwind als gradientlose Strömung betrachtet werden.

Was die Corioliskraft betrifft, so ist sie, bezogen auf die Masseneinheit, bei dem geostrophischen Wind genau gleich der horizontalen Gradientkraft. In dem oben benutzten Beispiel von 685 cm/sec wird sie gleich 0.0707 cm/sec². Diesen Betrag hat auch die Gradientkraft des geostrophischen Windes. Bei einer Böe von beispielsweise 2×685 cm/s Windgeschwindigkeit wird die Corioliskraft gleich $2 \times 0.0707 = 0.1414$ cm/sec², die dazugehörige Gradientkraft nach den registrierten Druckspitzen in Gewittern dagegen von der Größenordnung $\frac{111}{1.1} \times 0.0707 = 7.07$ cm/sec². D. h. die Corioliskraft erreicht in den Gewitterböen nur $\frac{1}{50}$ der Gradientkraft, sie kann also gegenüber der Gradientkraft gestrichen werden. In den Gewitterböen kann daher die Wirkung der Corioliskraft vernachlässigt werden. Die Strömung in den Gewittern erfolgt also in Richtung des Druckgefälles, sie ist antitriptisch (wie die Strömung im Windkanal).

Dann gilt offenbar folgendes: Wird durch einen mit dem Grundwind mitbewegten Kaltluftkörper eine Druckspitze erzeugt, so addiert sich vektoriell der daraus hervorgehende antitriptische Störwind zu dem gradientlosen Grundwind.

Ist, wie hier vorausgesetzt, der Grundwind geschichtet, so gilt dieser Satz für jede einzelne Schicht. Insbesondere ist der am Boden registrierte Bodenwind \mathfrak{b} gegeben durch $\mathfrak{b} = \mathfrak{g}_0 + \mathfrak{s}$, wie in der Einleitung angegeben.

Es hat somit den Anschein, als ob der obere Grundwind ohne Einfluß auf den Ablauf der Dinge am Boden sei. Dem ist aber nicht so. Erstens bestimmt der obere Grundwind die Zugrichtung des Gewitters, und damit auch die Richtung des maximalen Störwindes. Zweitens bestimmt er auch die Zuggeschwindigkeit des Gewitters, wie sie etwa aus Isochronen des Böeneinsatzes, des ersten Donners oder ähnlichem bestimmt wird. Je nachdem $\mathfrak{g}_n \geq \mathfrak{g}_0$, ist die Zuggeschwindigkeit des Gewitters größer oder kleiner als der ungestörte Unterwind. Von dem maximalen Störwind oder der „Böe“ hängt, zumindest beim Wärmegewitter, die Zuggeschwindigkeit überhaupt nicht ab.

Der obere Grundwind kann jedoch auch indirekt den Ablauf am Erdboden beeinflussen. Ist er z. B. sehr groß, so wird der Temperaturunterschub des Kaltluftberges unter sonst gleichen Verhältnissen, in erster Linie bei gleicher Regenintensität, kleiner sein als bei kleiner oberer Grundströmung. In extremen Fällen kann durch solche indirekte Einwirkungen sogar der oben erläuterte Überlagerungssatz gestört werden.

b) Die einfache Temperaturschichtung. Unterhalb des Kondensationsniveaus sei eine kräftige Inversion vorhanden, deren obere Grenze in der Höhe h_1 liege. Ist die Inversion mit einer Windschichtung verknüpft, so gilt für den zeitlichen Windverlauf das bereits oben gesagte, die Windschichtung kann daher jetzt außer Betracht bleiben und es bleibt nur die Frage nach dem Einfluß der Temperaturschichtung auf den Lebenslauf einer Gewitterwolke. Daß Gewitter über einer Sperrschicht nur selten entstehen, ist bereits oben gesagt worden. Dann handelt es sich um Aufgleit- oder Einschubgewitter, nur vereinzelt um Einbruchsgewitter. Wie aber können Gewitter, die anderwärts entstanden sind, solange über einer Sperrschicht Bestand haben? Es kann kein Zweifel sein, daß für das entwickelte Gewitter die Zufuhr überhitzter Bodenluft keineswegs die notwendige Voraussetzung ist. Notwendige und hinreichende Voraussetzung für den Fortbestand eines entwickelten Gewitters ist vielmehr das Freiwerden hinreichend großer Mengen von Kondensationswärme, hinreichend insoweit, als sie genügen müssen, die Hubarbeit bis zum Kondensationsniveau zu bestreiten. Ja man kann umgekehrt sagen, daß die über Inversionen hinziehenden Gewitter ein großartiger Beweis dafür sind, daß der Motor für ein einmal entwickeltes Gewitter nicht in den bodennahen Schichten, sondern in der Höhe zu suchen ist, d. h. also in den Kondensationsvorgängen.

Welche Massen bei einer vorhandenen Inversion in die Wärmemachinerie einbezogen werden, ist von Fall zu Fall verschieden. Je mächtiger und je größer eine Inversion, um so geringer die Wahrscheinlichkeit, daß die in und unter der Inversion gelegenen Massen in die Zirkulation einbezogen werden. Die Oberfläche der Inversion spielt für die Strömungsverhältnisse mehr oder weniger die Rolle eines festen Randes, ähnlich wie die Erdoberfläche.

Freilich mit dem Unterschied, daß die Regentropfen an der Oberfläche der Inversion nicht zerspritzen. Das gibt eine Möglichkeit, die Wirksamkeit des Zerspritzens an der Erdoberfläche nachzuprüfen. Man findet dann, daß auch unter mächtigen Inversionen starke Druckstufen auftreten. Z. B.:

17. VII. 1914	16h 45	0,1 . . . 0,7 km,	18,4 . . . 19,6 °C,	$\delta p_0 = + 1,0$ mm	($\delta T_0 = - 10^0$)
2. VI. 1913	02h 15	0,1 . . . 0,8 km,	15,0 . . . 18,3 °C,	$\delta p_0 = + 0,8$ mm	($\delta T_0 = \pm 10^0$)

Das nötigt zu dem Schluß, daß das Zerspritzen an der festen Erdoberfläche für die Ausbildung der Druckstufe, also für die Ausbildung des Kaltluftkörpers nur eine geringe Rolle spielt; wie es ja eigentlich kaum anders zu erwarten ist, da sich das Zerspritzen in einer Schicht von bestenfalls ein oder zwei Dekametern auswirkt. Das heißt also: Der Kaltluftkörper wird wesentlich durch die Wärmeabgabe an die Regentropfen und deren Verdunsten in der freien Atmosphäre geschaffen.

In der ungeschichteten Atmosphäre ist die Abkühlung in den unteren Schichten am größten, weil die Temperaturdifferenz zwischen der trockenadiabatisch aufsteigenden und feuchtadiabatisch absteigenden Luft vom Kondensationsniveau nach unten hin zunimmt. In der geschichteten Atmosphäre kann, wenn die Inversion nur stark genug ist, die Abkühlung oberhalb größer sein als unterhalb. Dann liegt der Kaltluftkörper im wesentlichen über der Inversion. Das trifft insbesondere auf die starken Nachtinversionen zu. Alsdann tragen die unteren Schichten zur Energie der Böe so gut wie gar nichts bei. Die Energie der Böe stammt vielmehr im wesentlichen aus der Energie der auf die untere Schicht aufgeprägten Druckverteilung, die im Barogramm zum Ausdruck kommt.

Doch mahnt hier ein anderes Beobachtungsergebnis zur Vorsicht: In den Drucktrichtern, die in einer späteren Untersuchung behandelt werden sollen, finden sich nämlich zeitliche Druckänderungen derselben Größenordnung wie bei den Druckspitzen, also auch — sofern zeitliches Nacheinander und räumliches Nebeneinander vertauscht werden dürfen — horizontale Gradientkräfte wie bei den Spitzen. Trotzdem erfolgt bei den Trichtern so gut wie gar keine Geschwindigkeitssteigerung. Da die Drucktrichter im Gegensatz zu den Druckspitzen ohne Temperaturänderungen an der Erdoberfläche entstehen, also den unteren Schichten mit Sicherheit aufgeprägt sind, würde der bei den Trichtern beobachtbare Sachverhalt darauf schließen lassen, daß die Energie der Druckverteilung allein nicht ausreicht, um merkliche Geschwindigkeiten zu erzeugen, diese vielmehr stets im Zusammenhang mit Kaltlufteinbrüchen, d. h. mit Schwerkraftarbeit, auftreten. Diese Frage wird bis zur Beschaffung neuer Beobachtungstatsachen zurückgestellt werden müssen.

4. Zur Kinematik der kondensationslosen Linienböe.

In diesem Abschnitt sollen die Bewegungsvorgänge untersucht werden, die an der Grenze zweier Luftmassen von sehr verschiedener Temperatur auftreten. Gewitterbildung ist dabei zunächst nicht wesentlich, ja wir sehen im folgenden völlig von ihr ab, betrachten also eine Böe, die durch den Einbruch einer trockenen Kaltluftmasse in trockene Warmluft entsteht. Wir bezeichnen sie als „Linien-Böe“, um anzudeuten, daß es sich um eine Erscheinung von großer seitlicher Ausdehnung handelt. In der Atmosphäre werden solche Vorgänge in manchen Kaltluftstaubstürmen verwirklicht (vgl. S. 42). Die Böen können zweierlei Art sein:

1. Die Bodenwindgeschwindigkeit in der Böe ist größer als die Zuggeschwindigkeit der Böe. Für solche Böen gilt das, was auf S. 46 gesagt wurde. Es erscheint aber zweifelhaft, daß die in Modell g dargestellte Strömungsform als Dauerzustand bestehen kann, da durch das Zerfließen der Kaltluft die potentielle Energie aufgebraucht wird. Innerhalb welcher Zeit für einen vorgegebenen Kaltluftkörper die potentielle Energie im wesentlichen verbraucht ist, können erst neu zu beschaffende Beobachtungen lehren.

2. Die Windgeschwindigkeit in der Böe ist geringer als die Zuggeschwindigkeit der Böe, oder anders ausgedrückt: die Isochronen des Böeneinsatzes schreiten viel rascher fort, als die Bodenwindgeschwindigkeit in der Böe erwarten läßt. Eine erste Erklärungsmöglichkeit für diese Böen ist folgende: an irgend einer Stelle wird ein vertikaler Umsturz eingeleitet, und dieser Vorgang (d. i. der vertikale Umsturz) pflanzt sich mit großer Geschwindigkeit in der Horizontalen fort. Dabei können die Horizontalversetzungen der einzelnen Luftteilchen sehr gering bleiben und ihre Geschwindigkeit kann von der Zuggeschwindigkeit des Umsturzvorganges völlig unabhängig sein. Voraussetzung für solche Vorgänge ist eine hinreichend labile

Schichtung. Mit Luftmassengrenzen hat der Vorgang an sich nichts zu tun. Er kann in einer horizontal-homogenen Luftmasse auftreten. Umstürze dieser Art dürften in der Atmosphäre sehr selten als Gewitter auftreten, häufiger vielleicht als rasche Bewölkungszunahme. Ein Vorgang dieser Art scheint die von H. v. Ficker (5) beschriebene Kette von Starkregen am 14./15. 7. 1932 zu sein, bei der sich die Regenbildung von der unteren Elbe bis zur mittleren Oder mit 9 m/s fortpflanzte, während die Windgeschwindigkeit bis 8000 m nicht über 6 m/s hinausging.

Bei der zweiten Erklärungsmöglichkeit wird der Vorgang der Böe verknüpft mit der Bewegung einer Kaltluftmasse, deren Geschwindigkeit absolut genommen groß und in der Höhe wesentlich größer ist als am Erdboden. Beide Voraussetzungen sind in ausgesprochenen Sturm-Depressionen erfüllt, in denen am Boden Windstärken von mehr als Beaufort 8 und in 500 m Höhe schon Windgeschwindigkeiten von 30 m/s auftreten. Die zweite Voraussetzung ist überwiegend eine Folge der bei großen Windgeschwindigkeiten stark wirksamen Bodenreibung. Mitunter wird die Windgeschwindigkeitszunahme mit der Höhe noch verschärft durch eine merkliche Zunahme der horizontalen Gradientkraft. In der Wetterkarte erscheint dann die Böe als eine isobaren-senkrechte Front. Da diese ziemlich häufig sind, in ihnen eine starke Windzunahme mit der Höhe beobachtet wird, so müssen Böen auftreten, die durch die reibungsbedingte Verformung von Kaltluftmassen entstehen.

In Abb. 45 sind in zeitlicher Folge die Grenzen der links liegenden Kaltluftmasse im Vertikalschnitt als dick gestrichelte Linien eingezeichnet. Dünn ausgezogen sind die Stromlinien in der Kaltluft, strichpunktiert in der Warmluft. Man beachte wieder, daß die Stromlinien wegen der nichtstationären Strömung

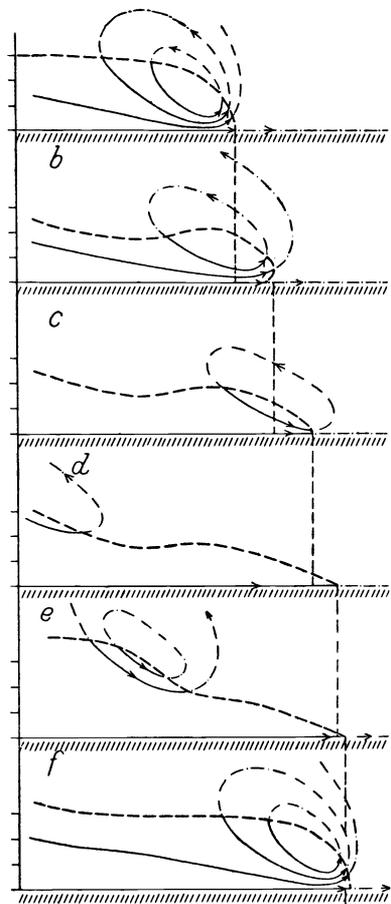


Abb. 45. Die trockene Linienböe.

nicht mit den Luftbahnen zusammenfallen. Das Koordinatensystem mache die Horizontalbewegung des Kaltluftschwerpunktes mit. In Abb. a ist ein Steilrand der Kaltluft vorausgesetzt. An ihm treten am Boden notwendig große horizontale Gradientkräfte auf, die nach oben hin abnehmen und in Höhe des horizontalen Stückes der Grenzfläche 0 werden (wenn nicht über dem Steilrand durch Niederschlag aus einer Gewitterwolke örtlich begrenzte Kaltluft entsteht, wovon aber im folgenden der Einfachheit halber abgesehen wird). Diese starken Gradientkräfte führen zur Ausbildung großer Geschwindigkeiten in der Kaltluft, die ihren höchsten Wert, wenn auch nicht am Boden selbst, so doch in den bodennahen Schichten in 30 bis 300 m Höhe besitzen. In diesem Augenblick ist die Frontgeschwindigkeit am Boden am größten, die Kaltluft wird unten sozusagen herausgequetscht, schießt vor und bildet den Böenkopf der Abb. b. Da der von der Kaltluft eingenommene Raum konstant bleiben muß, so ist mit dem Vorscheißen der Kaltluft notwendig ein Absacken, ein Seichterwerden verbunden, was in Abb. b durch die geringere Höhe des Böenkopfes als des ursprünglichen Steilrandes der Abb. a angedeutet ist. Die Formveränderung von a nach b stellt also einen Zerfließvorgang mit Absinken des Kaltluftschwerpunktes dar und die Energie der Luftbewegung im mitgeführten System stammt ausschließlich aus dem Absinken des Schwerpunktes. Der Zerfließvorgang setzt sich jedoch sicher noch über den Zustand b hinaus fort, aber immer langsamer, je länger er andauert (Abb. c und d), weil die Kaltluftmasse immer flacher, die horizontalen Gradientkräfte immer kleiner, die Reibungskräfte aber umso wirksamer werden, je flacher die Kaltluftmasse wird.

Der Böenvorgang würde hiermit sein Ende nehmen, wenn nichts weiter geschähe. Es geschieht aber ein zweites: In dem Koordinatensystem, das ja die horizontale Bewegung des Kaltluftschwerpunktes mitmacht, rücken in der Höhe von hinten her die nach Voraussetzung schnell bewegten oberen Teile der Kaltluft nach. Es bildet sich daher (vgl. Abb. e) ein zweiter Steilrand in der Höhe heraus, der die unten nur noch langsam vorrückende Kaltluft einholt (vgl. Abb. f) und so den willkürlich zuerst betrachteten Zustand a mehr oder weniger wieder herstellt. Dann kann das Spiel von neuem beginnen.

In dieser Vorstellung ist ersichtlich die Zuggeschwindigkeit der Böe im Mittel gleich der Windgeschwindigkeit oberhalb der Reibungshöhe, um die sie aber stark schwankt. Von der Größe der Schwankungen hängt es ab, ob jeder Ort der Erdoberfläche, über den die Luftmassengrenze hinwegzieht, von einer

(mehr oder weniger starken) Böe getroffen wird oder nicht. Beides erscheint an sich möglich, beides scheint tatsächlich vorzukommen. Für ausführliche Erörterungen fehlen aber hinreichende Unterlagen.

Überblickt man den hier geschilderten Vorgang im großen, so findet man, daß durch die in der Höhe rasch nachfließende Kaltluft der Vorderrand der Kaltluft (d. i. die Böenfläche) immer wieder steil gestellt, die Rückseite der Kaltluft (wenn man will: die „Aufgleitfläche“) immer flacher wird. Der Vorgang erinnert etwas an die Bildung des Steilhanges der Wanderdünen.

Alle diese Aussagen gelten zunächst nur für die kondensationslosen Kaltlufteinbrüche, wie sie in manchen Kaltluftstaubstürmen der trockenen oder halbtrockenen Klimate verwirklicht sind. Dazu sind auch diejenigen Staubstürme zu zählen, bei denen Gewitter oder Regen erst mehrere Stunden nach dem Beginn des Kaltluftstaubsturmes auftreten. Es fragt sich, wieweit die vorstehenden Erörterungen Bedeutung für diejenigen regnenden Gewitterböen in den feuchten und halbfeuchten Klimaten besitzen, die den oben gemachten Voraussetzungen entsprechen (große Windgeschwindigkeit in der Höhe bei isobaren-senkrechter Front).

Sicherlich haben bei diesen regnenden Gewitterböen die Stromlinien eine andere Gestalt als in Abb. 45 dargestellt. Aber ebensowenig dürfte zweifelhaft sein, daß das Wesentliche der Vorstellung, das Abrutschen von Kaltluft aus der Höhe, auch auf sie zutrifft. Ein Fall dieser Art ist die oben beschriebene Gewitterböe Nr. 7 vom 27. 2. 1912 (S. 10). Ein anderer Fall verursachte vor etwa zwei Jahren die Zerstörung mehrerer Flugzeuge. Hier ist vielleicht auch das „Hochdruckgewitter“ vom 19. 8. 1932 zu nennen, bei dem die Zuggeschwindigkeit der Böe etwa 28 m/s, die Windgeschwindigkeit in der Böe dagegen nur 13—17 m/s betrug. Rodewald (31) betrachtet es als Aufgleitgewitter, Seifert (39) dagegen als Umsturzgewitter, wofür m. E. die mit der Zeit anwachsende Breite des Gewitters spricht. Wie dem auch sei: bei diesem Gewitter ist die Windgeschwindigkeit in der Böe halb so groß wie die Zuggeschwindigkeit. — Auch C. W. B. Normand (16) nimmt ein Abrutschen von Kaltluftmassen bei manchen Gewittern Indiens an, da weder vor noch hinter dem Gewitter am Boden so tiefe Feuchttemperaturen auftreten wie während der Gewitterböe. Die Höhe, aus der die Luft herabrutscht, berechnet er auf rd. 4 km. Ein Strömungsmodell gibt er nicht. In dem oben dargestellten Modell (Abb. 45) haben solche Vertikalversetzungen durchaus Platz. Man beachte, daß in ihm die Stromlinien nicht die Luftbahnen darstellen. — Schließlich finden sich bei vielen Gewitterzügen sowohl zeitliche Intensitäts- wie Zuggeschwindigkeitsschwankungen, wie aus dem Isochronenverlauf ersichtlich ist. Zahlenwerte sind leider nur für wenige Fälle angegeben worden. Ich führe hier wenigstens die beiden Liniengewitter vom 17. 7. 1884 und 2. 6. 1903 an, die von R. Börnstein (1) und R. Süring (42) bearbeitet worden sind. Beide Gewitter leiten großräumige Kälteeinbrüche ein und entsprechen so den oben gemachten Voraussetzungen. Börnstein gibt für das Gewitter Nr. 22 folgende Zuggeschwindigkeiten:

Dat. u. Zeit	17.	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24	18.	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6
km/h		36	36	47	57	61		50	54	50	47	47	47

Ähnlich findet Süring für den Gewitterzug a:

Zeit	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17
Schnitt III	28	29	50	42	48	16	22	44	68	40 km/h
„ IV	25	32	56	48	23	18	27	46	50	— km/h

Selbst wenn man die etwas unsicheren Stundenwerte zu Werten zusammenfaßt, die sich auf Intervalle von zwei Stunden beziehen, bleiben noch durchaus merkliche Schwankungen übrig. Sie scheinen von der Tageszeit unabhängig zu sein.

So findet man also auch regnende Gewitterböen, bei denen die Zuggeschwindigkeit größer als die Böengeschwindigkeit am Boden ist, absinkende Kaltluftmassen mitwirken und merkliche Schwankungen der Zuggeschwindigkeit auftreten. Die oben behandelten Vorgänge werden also auch in manchen regnenden Gewitterböen als wesentlicher Bestandteil enthalten sein. Sie erscheinen auch viel wahrscheinlicher als die Ausbildung überhängender Kaltfronten, längs deren potentiell kalte über potentiell warme Luft zu liegen käme. Selbst bei den extremen Wetterlagen, an denen sich Tornados bilden, dürfte es nur auf räumlich eng begrenzten Gebieten zu überhängenden Kaltfronten kommen, denn die Tornados entstehen fast ausnahmslos in den Mittagstunden, erfordern also zu ihrer Entstehung doch ein merkliches Anheizen der Luft vom Boden her. Daher scheinen auch die eingangs definierten Umsturzgewitter das Abrutschen von Kaltluftmassen auf geneigter, wenn auch steiler Bahn als wesentlichen Bestandteil zu enthalten.

Schrifttumsverzeichnis.

1. Börnstein, R. Arch. Seewarte 8, Nr. 4, 1886.
2. Defant, A. Meteor. Z. **27**, 341, 1910 (Einfluß kleiner Erhebungen).
3. Farquharson, J. S. Quart. J. R. Meteor. Soc. **63**, 393, 1937.
4. Ficker, H. v. S. B. Akad. Wiss. Berlin **1932**, S. 197 (Lokale Gewitter in ausgedehnter SE-Strömung).
5. — S. B. Akad. Wiss. Berlin **1933**, S. 480 (Starkregen).
6. — S. B. Akad. Wiss. Berlin **1934**, S. 488 (Zufuhr feuchter Luft in der Höhe).
7. Flugberichte des NSFK.-Korpsführers, Rhön-Segelflugwettbewerb 1938.
8. Georgii, W. Z. Flugtechnik u. Motorluftschiffahrt **24**, 130, 1933.
9. Ghatage, V. M. Diss. Göttingen 1936.
10. Giblett, A. W. J. A. R. Aeronaut. Soc. **31**, 509, 1927. (Siehe auch M. W. R. **56**, 7, 1928).
11. Heywood, G. S. P. Quart. J. R. Meteor. Soc., **58**, 202, 1932.
12. Köppen, W. Ann. Hydr. **7**, 324, 1879.
13. — Ann. Hydr. **10**, 595, 714, 1882 (Böenmodell).
14. — Ann. Hydr. **42**, 303, 1914 (Böe vom 9. 9. 1913).
15. Koschmieder, H. Danziger Meteor. Forsch. Arb. **8**, 32, 1936 (Seewind).
16. — Naturw. **25**, 657, 1937 (Tromben).
17. — Naturw. **27**, 113, 1939 (Staubstürme).
18. — Naturw. **27**, 745, 1939 (Aufwind).
19. Lempfert und Corless. Quart. J. R. Meteor. Soc. **36**, 135, 1910.
20. Mattice, W. A. M. W. R. **63**, 53, 148, 1935.
21. Möller, M. Meteor. Z. **1**, 230, 1884.
22. Normand, C. W. B. Mem. Indian Meteor. Dep. **23**, Nr. 1, 1921 (wet bulb temperatures).
23. — 25. Indian Science Congress, Sect. Math. Phys., Presidential Address, Calcutta 1938 (Source of energy of storms).
24. Prohaska, K. Meteor. Z. **8**, 121, 1891; **14**, 214, 1897; **24**, 193, 1907.
25. Raethjen, P. Meteor. Z. **47**, 431, 1930 (Einwand gegen W. Schmidt).
26. — Meteor. Z. **48**, 11, 1931 (Böenmodell).
27. — Meteor. Z. **51**, 9, 53, 1935 (Abb. 7, S. 57, Böenkragen).
28. Krishna Rao, P. R. Indian Meteor. Dep., Scient. Notes **7**, Nr. 75, 1938.
29. Reidat, R. Beitr. Phys. fr. Atm. **16**, 291, 1930.
30. Rühle, H. Danziger Meteor. Forsch. Arb. **6**, 1935.
31. Rodewald, M., Ann. Hydr. **63**, 23, 1935, **64**, 143, 1936.
32. Sandström, J. W. Göteborgs Vetenskaps Handl. (4), **17**, 2, 1916.
33. Scherhag, R. Diss. Berlin 1931.
34. — Ann. Hydr. **60**, 184, 321, 369, 1932 (Nachtgewitter durch Aufgleiten oder Einschieben). — Ebenda **61**, 94, 1933 (mittlere Verhältnisse von 13 Nachtgewittern). — Ebenda **63**, 318, 1935.
35. Schmauß, A. Dt. Meteor. Jb. Bayern **1914**, 36F.
36. Schmidt, W. S. B. Akad. Wiss. Wien, Math. Nat. Kl. (IIa), **119**, 1101, 1910.
37. — Meteor. Z. **28**, 355, 1911.
38. — Meteor. Z. **29**, 103, 1912.
39. Seifert, G. Veröff. Geophys. Inst. Leipzig (II) **6**, Nr. 5, 1935, bes. S. 313ff.
40. Suckstorff, G. A. Meteor. Z. **52**, 449, 1935; Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., N. F. II, **2**, Nr. 2, 1936; Naturwissenschaften **25**, 337, 1937.
41. — Gerlands Beitr. Geophys. **55**, 138, 1939.
42. Süring, R. Erg. Gew. Beob. **1903/05**, Preuß. Met. Inst. Berlin.
43. Veryard, R. G. Meteor. Mag. **73**, 112, 1938.



Abb. 46. Staubsturm, fast von vorn gesehen.
Nach W. A. Mattice (20).



Abb. 48. Aufnahme eines Böenkragens von W. Daubert
in Böblingen am 30. 7. 1929, 18h. Man erkennt deutlich die
gefaserte Struktur des Böenkragens.

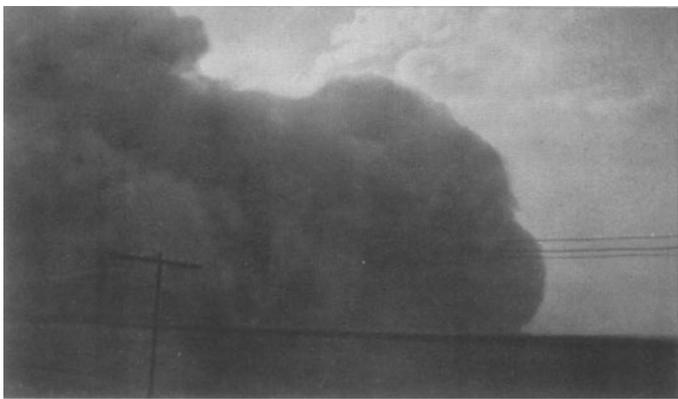


Abb. 47. Staubsturm (Watertown, S. Dak.), fast von der Seite
gesehen. Nach W. A. Mattice (20).



Abb. 49. Das Aufschießen eines neuen Turmes an der Seite der
eigentlichen Gewitterwolke. Aufnahme von Daubert.



Abb. 50. Aufnahme eines Böenkragens von der Seite. Man erkennt deutlich das
rückwärtige Ansteigen der Wolkenunterfläche und den Niederschlag auf der rechten Seite.
Aufnahme des Meteorologischen Observatoriums Potsdam am 19. 8. 1894 zwischen 14 und 15h.

Buchdruckerei des Waisenhauses G. m. b. H., Halle (Saale)