

2.68002  
Deutscher Wetterdienst in der US-Zone

Zentralamt Bad Kissingen

Leiter: Prof. Dr. Ludwig Weickmann

---

230377

# Berichte

des

## Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone

Nr. 23

**Untersuchungen über Verlagerung, Aufbau  
und Dynamik zweier winterlicher Kaltlufttropfen**

Diagnose der Kaltlufttropfen  
vom 13. bis 16. Dezember 1946  
und vom 27. bis 30. Januar 1947

von Dr. Werner Buschner, Bad Kissingen



Bad Kissingen, 1951

## Inhaltsübersicht

<b>Einleitung</b>	3		
Problemstellung — Wahl der bearbeiteten Fälle			
<b>1. Teil</b>			
<b>Der Kaltlufttropfen vom 13. bis 16. Dezember 1946</b>			
I. Die Großwetterlage	3		
II. Ursprung und Verlagerung des Kaltlufttropfens	4		
a. Ursprung	4		
b. Verlagerungsrichtung	4		
c. Verlagerungsgeschwindigkeit	7		
III. Der Aufbau des Kaltlufttropfens	7		
a. Das Temperaturfeld	7		
Vertikalschnitte — Vergleich mit Vortagen — vertikaler Temperatureaufbau im Kern — Vergleich mit den klimatologischen Mittelwerten			
b. Das Druckfeld	10		
Bodendruckänderungen — Vertikalschnitte			
c. Das Feuchte- und Bewölkungsfeld	10		
IV. Untersuchungen zur Dynamik des Kaltlufttropfens	11		
a. Der Kaltlufttropfen als Gleichgewichtszustand	11		
b. Strahlungsvorgänge	11		
Berechnung der vertikalen Strahlungsströme — Kompensation der Ausstrahlungsabkühlung durch Absinkerwärmung			
c. Horizontalströmung	13		
Luftbahnen für Vorder- und Rückseite			
d. Vertikalbewegungen im Kaltlufttropfen	14		
Abschätzung der Größenordnung aus dem Bodendruckfeld — Adiabatische Temperaturänderungen durch Vertikalbewegungen — Relative Verlagerung des Kerns des Kaltlufttropfens — Abschätzung der Größenordnung			
<b>2. Teil</b>			
<b>Der Kaltlufttropfen vom 27. bis 30. Januar 1947</b>			
I. Die Großwetterlage	15		
II. Ursprung und Verlagerung des Kaltlufttropfens	16		
a. Ursprung	16		
b. Verlagerung bis zum 28. 1.	18		
c. Verlagerung nach dem 28. 1.	18		
III. Der Aufbau	19		
1. Der Aufbau des wandernden Kaltlufttropfens	19		
a. Das Temperaturfeld	19		
Vertikalschnitt — Vertikaler Temperatureaufbau im Kern — Vergleich mit den klimatologischen Mittelwerten			
b. Das Druckfeld	21		
Vertikalschnitt — Bodendruckfeld			
c. Das Feuchte- und Bewölkungsfeld	21		
Vertikalschnitt — Wetterablauf beim Vorüberzug des Kaltlufttropfens			
2. Der Aufbau des stationären Kaltlufttropfens	22		
a. Das Temperaturfeld	22		
Vertikalschnitt			
b. Das Druckfeld	23		
Vertikalschnitt — Bodendruckfeld — Verhalten der 3-stündigen Bodendruckänderungen — Vergleich des neugebildeten Tiefs mit einer jungen wandernden Zyklone			
c. Das Feuchte- und Bewölkungsfeld	24		
Vertikalschnitt — Bewölkungsfeld			
IV. Untersuchungen zur Dynamik des wandernden und stationären Kaltlufttropfens	24		
a. Strahlung und Horizontalströmung	24		
b. Vertikalbewegungen im wandernden Kaltlufttropfen	24		
Abschätzung auf Grund des Bodendruckfeldes — Temperaturänderungen durch die Vertikalbewegungen			
c. Die Umwandlung zum stationären Kaltlufttropfen	25		
Änderung der Verteilung der Vertikalbewegungen — Druck- und Temperaturänderungen im Kern des Kaltlufttropfens — Ursache der Erwärmung			
d. Die Auflösung des Kaltlufttropfens	27		
Störung des Gleichgewichtszustandes durch äußere Einflüsse — Verlauf der Temperaturänderungen im Kern des Kaltlufttropfens			
<b>Zusammenfassung</b>			
1. Verlagerung	27		
Verlagerungsrichtung — Verlagerungsgeschwindigkeit — Verlagerung bei flacher Bodendruckverteilung			
2. Aufbau	27		
Temperaturfeld — Druckfeld — Feuchte- und Bewölkungsfeld			
3. Die dynamischen Vorgänge im Kaltlufttropfen	28		
Entstehung — Strahlungsvorgänge — Vertikalbewegungen — Relativbewegung des Kerns des Kaltlufttropfens — Vertikalbewegungen in der Stratosphäre — Gegenüberstellung mit einer wandernden Bodenzyklone			
<b>Schluß</b>			
			29
Ein weiteres Beispiel eines wandernden winterlichen Kaltlufttropfens — Unterschiede zum sommerlichen Kaltlufttropfen			

### Einleitung

Die Kaltlufttropfen bilden als Höhentiefdruckgebiete, die am Boden nicht erkennbar sind, das genaue Gegenstück zu jungen Bodenzyklonen, die noch nicht im Höhendruckfeld ausgeprägt sind. Im Gegensatz zur Vielzahl der bearbeiteten Bodenzyklonen sind bisher wenig Kaltlufttropfen untersucht worden, da dazu reichhaltiges aerologisches Material erforderlich ist. Über ihren Aufbau und ihre Dynamik ist daher sehr wenig bekannt. Lediglich Scherhag (10) hat in einer Arbeit erstmalig auf die selbständige Existenz von Höhenzyklonen hingewiesen und eine Regel über ihre Steuerung angegeben, der der Bodengradientwind zu Grunde liegt. Seitdem ist nur von König (13) eine kurze Arbeit erschienen, in der er die Wettererscheinungen im Kaltlufttropfen zu erklären sucht, indem er annimmt, daß die beim Okkludieren einer Zyklone abgehobene Warmluft im Höhentief abgeschlossen wird und durch fortgesetzte Hebung zu den verbreiteten und anhaltenden Niederschlägen, die im Bereich von Kaltlufttropfen gewöhnlich beobachtet werden, den Anlaß gibt. Diese Erklärung ist jedoch unbefriedigend, da in der synoptischen Aerologie häufig nachgewiesen werden kann, daß bei alten Okklusionen die Warmluft vor allem im Bereich des Tiefdruckkerns gar nicht mehr vorhanden ist, weil durch die Hebung sich die Warmluft stark abkühlt, so daß sie dann oft niedrigere Temperaturen als die vorgelagerte Kaltluft aufweist, womit sich die Okklusion wieder in eine Kaltfront umwandelt. Für die Erklärung der Wettererscheinungen zumindest im Kern des Kaltlufttropfens kann also offenbar abgehobene Warmluft nicht herangezogen werden\*).

In der vorliegenden Arbeit soll nun nach der Klärung einiger Besonderheiten der Verlagerung von Kaltlufttropfen eine eingehende Darstellung ihres Aufbaues gegeben werden. Sodann soll versucht werden, ein Bild über die mit ihnen verbundenen dynamischen Vorgänge zu gewinnen.

Gut ausgeprägte Kaltlufttropfen treten besonders in strengen Wintern auf, von denen die hier bearbeiteten Fälle im Winter 1946/47, vom 13. bis 17. Dezember und vom 25. bis 30. Januar 1947, markante Beispiele darstellen. Für eine Bearbeitung sind sie vor allem deswegen gut geeignet, da sie das aerologisch gut belegte Gebiet Mittel- und Westeuropa überquerten.

### 1. Teil

#### Der Kaltlufttropfen vom 13. bis 16. Dezember 1946

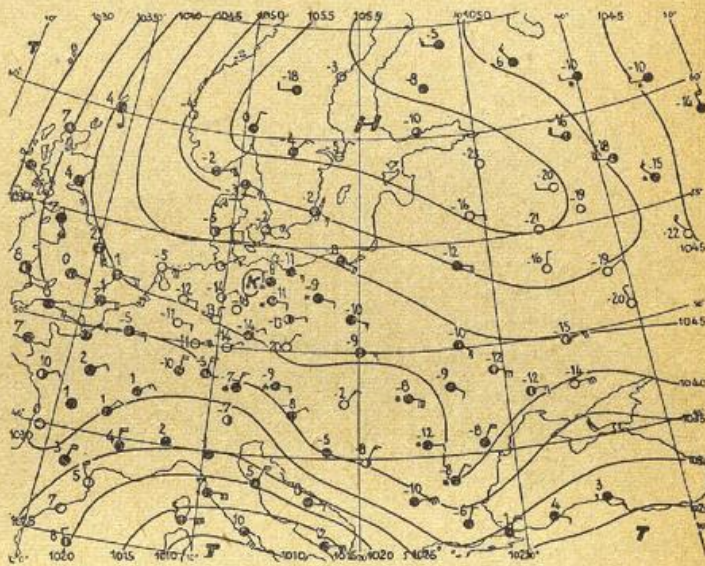
##### I. Die Großwetterlage

Die Bodenwetterlage war in den Tagen um den 15. Dezember 1946 (Karte 1), dem Beginn der ersten Kälteperiode des strengen Winters 1946/47, beherrscht von der ausgedehnten und sehr kräftigen russischen Antizyklone, die schon seit dem 10. Dezember

\* Seit Abschluß der Arbeit (Herbst 1947) sind noch folgende Arbeiten über Kaltlufttropfen bekannt geworden: Schwerdtfeger: Untersuchungen über den Aufbau von Fronten und Kaltlufttropfen. Berichte des Deutschen Wetterdienstes I. d. US-Zone Nr. 3 (1946). Kruhl: Beitrag zur Bildung von Kaltlufttropfen. Z. f. Meteor. 2, 13 (1943). Palmén: Origin and Structure of High Level Cyclones south of the Maximum Westerlies. Tellus 1, 1 (1949). H. K. Meyer: Aufbau und Bewegung eines Kaltlufttropfens in Nordrußland. Meteor. Rundsch. 2, 208 (1949) und: Flug durch einen Kaltlufttropfen über See. Meteor. Rundsch. 3, 108 (1950). König: Über die Niederschläge der Kaltluftinseln. Z. f. Meteor. 3, 321 (1943).

Ferner sei verwiesen auf die entsprechenden Kapitel über Kaltlufttropfen in: R. Scherhag: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose, Berlin (1946), S. 227 ff., u. in: Hann-Süring: Lehrbuch der Meteorologie 5. Aufl. 880 (ebenfalls bearbeitet von R. Scherhag).

mit einem Kern von über 1055 mb, zeitweise über 1060 mb, über dem nördlichen europäischen Rußland lag. Ohne wesentliche Änderung der Intensität fand in den folgenden Tagen eine langsame Verlagerung des hohen Druckes nach Westen statt. Am 17. Dezember hatte sich eine Hochzelle von über 1055 mb über Südschweden abgeschnürt, während eine zweite etwas weniger kräftige nur wenige Breitengrade südlicher als am 11. lag. Der Einfluß der anfangs noch lebhaften atlantischen Störungstätigkeit, der am 12. sich noch mit schwachen Reststörungen über Westeuropa bis etwa an die Rheinlinie erstreckte, wurde in den folgenden Tagen immer mehr durch die Ausweitung des hohen Druckes vor allem über Skandinavien nach Westen zurückgedrängt. Die Entwicklungen der Mittelmeerfrontalzone spielten sich auf verhältnismäßig südlicher Breite ab, so daß die südeuropäischen Länder nur wenig davon erfaßt wurden. Zwischen den Mittelmeer-Zyklonen, die meist Kerndrucke um 1005 mb aufwiesen, und dem sehr hohen Druck über Rußland hatte sich in den Bodenkarten ein sehr scharfer Gradient über dem Balkan und den Schwarzmeerlandern ausgebildet.



Karte 1  
Bodenkarte vom 15. 12. 1946, 06 Uhr GMT

Mit der anhaltenden Ostströmung an der Südflanke des russischen Hochs floß nun kontinentale Kaltluft westwärts und erreichte mit einem ersten Schub, der über Mitteleuropa etwa durch die 0-Grad-Isotherme gekennzeichnet war, am 13. Dezember Deutschland, begleitet von geschlossener Bewölkung und leichten Schneefällen. Schon im Laufe des 14. Dezember überschritt jedoch ein zweiter Schub extrem kalter Kontinentalluft die Oderlinie und erreichte am 15. fast alle Teile Deutschlands mit Ausnahme des äußersten Südwesten, wobei diesmal weder Niederschläge noch starke Bewölkung auftraten, sondern allgemein wolkenarmes Wetter herrschte.

Im Gegensatz zu der bemerkenswerten Beständigkeit der Bodenkarten bei dieser Wetterentwicklung wiesen die Höhenkarten stärkere Veränderungen auf (Karten 2—4). Die Betrachtung der relativen Topographien 500/1000 mb zeigt, daß die extrem niedrigen Temperaturen in Zusammenhang standen mit einem mächtigen Kaltlufttropfen, der am 15. Dezember bei seiner Westverlagerung Norddeutschland erreichte.

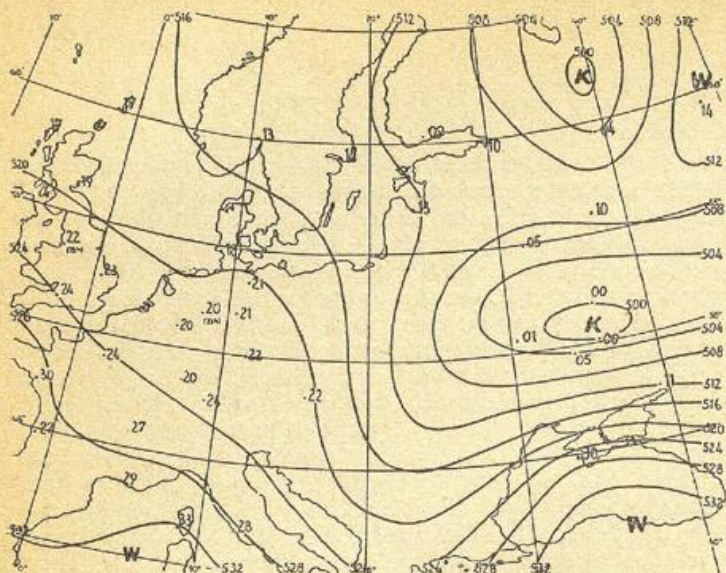
## II. Ursprung und Verlagerung des Kaltlufttropfens

### a. Ursprung

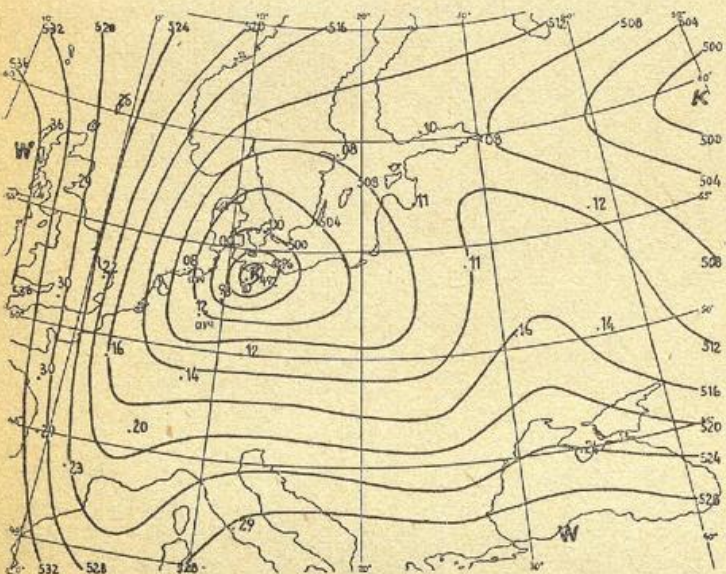
Bereits am 10. Dezember war an der Südostflanke des russischen Hochs höchstreichende Kaltluft über den südlichen Ural nach Westen in Form einer Kaltluftzunge vorgestoßen. Bis zum 12. Dezember bleibt der Zusammenhang mit dem Kaltluftreservoir ostwärts des Ural erhalten. Die Abschnürung eines Kaltlufttropfens wird erst dadurch bewirkt, daß auf der Nordflanke des Hochs über dem nördlichen Rußland und dem Weißen Meer maritime Luftmassen nach Osten vorstoßen und die Kaltluft über den nördlichen und mittleren Ural nach Osten zurückdrängen. Am 13. Dezember (Karte 2) ist die Abtrennung eines Kaltlufttropfens über der Ukraine vollzogen, während sich gleichzeitig ein zweiter im Osten des Ladogasees gebildet hat. Dieser zweite ist fast im Kern des Bodenhochs gelegen und bleibt deshalb zunächst noch ortsfest; er gewinnt in den folgenden Tagen wieder Anschluß an die Kaltluftmassen Sibiriens und ist am 15. (Karte 3) nur noch als Kaltluftzunge, die vom Osten zum Finnischen Meerbusen verläuft, zu erkennen. Der südliche liegt dagegen am Südrand des Hochs in einer fast geradlinigen und verhältnismäßig kräftigen Ostströmung, von der er erfaßt und nach Westen geführt wird.

### b. Verlagerungsrichtung

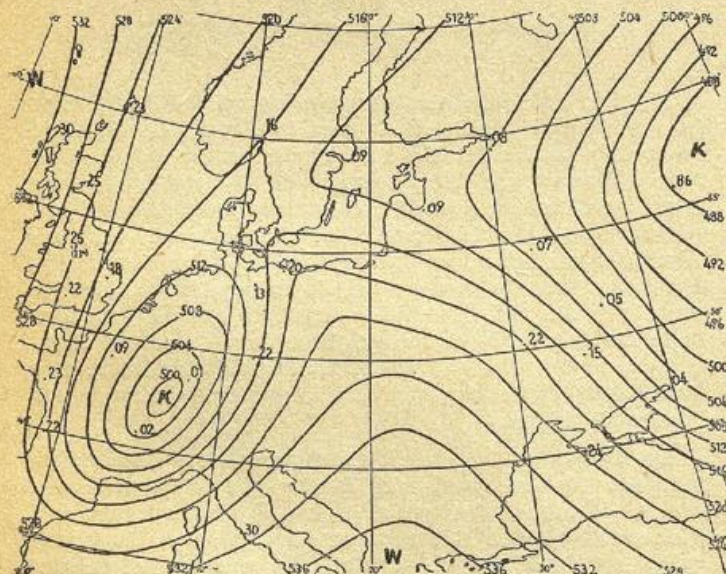
Die Verlagerungsrichtung des Kaltlufttropfens stimmt bis zum 15. Dezember (Karte 5) fast genau mit der Richtung des Gradientwindes am Boden überein.



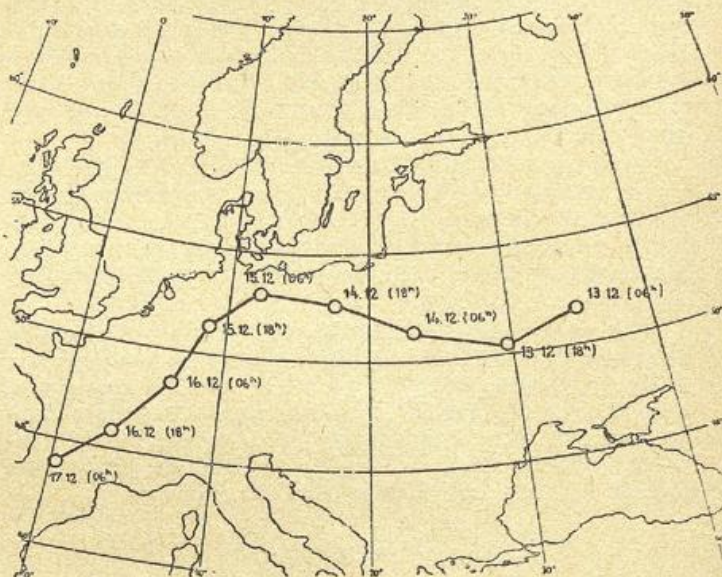
Karte 2  
Relative Topographie  $\frac{500}{1000}$  mb vom 13. 12. 1946, 06 Uhr GMT



Karte 3  
Relative Topographie  $\frac{500}{1000}$  mb vom 15. 12. 1946, 06 Uhr GMT



Karte 4  
Relative Topographie  $\frac{500}{1000}$  mb vom 16. 12. 1946, 06 Uhr GMT



Karte 5  
Karte der Bahn des Kaltlufttropfens

Das entspricht der von Scherhag gefundenen und allgemein verwendeten Erfahrungsregel (10), die durch Verschieben der Isohypsen der relativen Topographie mit dem Bodengradientwind sich gut erklären läßt. Eine Abweichung der Richtung des Kaltlufttropfens von der des Bodengradientwindes ist bei dieser Erklärung nicht möglich, wie aus folgendem hervorgeht:

Es seien in obenstehender Figur die ausgezogenen Linien die Höhe der 1000 mb-Fläche, die kreisförmige punktierte Linie eine Isohypse einer relativen Topographie einer beliebigen mb-Fläche über der 1000-mb-Fläche und die gestrichelten Kurven die durch graphische Addition der ausgezogenen und punktierten Linien gewonnene absolute Topographie der oberen Begrenzungsfläche der gewählten Schicht. Dabei sei angenommen, daß die vertikale Schichtung über dem be-

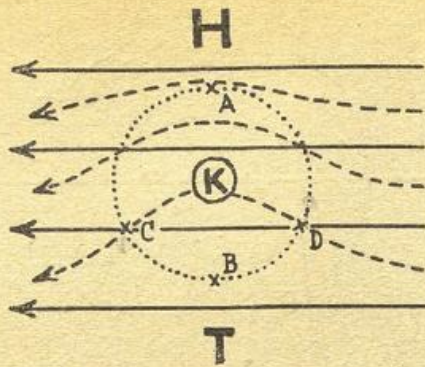


Abb. 1a:

Zur Verlagerung des Kaltlufttropfens

trachteten Raume einheitlich sei, und daß außerhalb der punktierten Linie die Temperaturverteilung etwa gleichförmig sei. Dann gilt für den Punkt A, sofern man die exakte Gültigkeit des Gradientwindgesetzes annimmt, daß es keine Schicht gibt, in der im nächsten Augenblick der Bewegung eine Komponente vorkommt, die senkrecht auf der Richtung des Bodengradientwindes steht. Dasselbe gilt für den Punkt B, denn auch hier verlaufen die Isohypsen aller zwischen den die betrachtete Schicht begrenzenden Isobarenflächen tangierend parallel zu den Isohypsen der 1000 mb-Fläche, was ebenso für alle Punkte auf der Verbindungslinie zwischen A und B, also auch für den Mittelpunkt, gilt. Das bedeutet zunächst, daß Teilchen aus dem von der punktierten Linie umgrenzten Gebiet weder jemals nach rechts über die durch den Punkt A gedachte Isohypse der 1000 mb-Fläche, noch nach links über die durch den Punkt B verlaufende Isohypse der 1000 mb-Fläche gelangen können. Damit ist zunächst gezeigt, daß — bei Gültigkeit des Gradientwindgesetzes — ein Kaltlufttropfen die Bahn des Bodengradientwindes nicht verlassen kann. Daß auch innerhalb der Begrenzungs-isohypsen der 1000 mb-Fläche keine seitliche Verschiebung des Kaltlufttropfens eintreten kann, ergibt sich aus folgendem: Wegen der Symmetrie der Figur um die Achse AB ist an je 2 zu einander symmetrisch liegenden Punkten — etwa den Punkten C und D — in jeder Isobarenfläche eine gleichgroße aber entgegengesetzt gerichtete Komponente senkrecht auf der Richtung des Bodengradientwindes vorhanden, d. h., daß der Transport der Teilchen vor der Querachse des Kaltlufttropfens quer zur Richtung des Bodengradientwindes gleichgroß wie der hinter derselben, aber entgegengesetzt gerichtet ist, womit gezeigt ist, daß auch innerhalb der gedachten, den Kaltlufttropfen tangierenden Isohypsen der 1000 mb-Fläche im Mittel kein Transport von Teilchen quer zur Richtung des Bodengradientwindes eintritt.\*)

Nach diesen Betrachtungen erscheint es als um so verwunderlicher, daß die weitere Verlagerung des Kaltlufttropfens nach dem 15. Dezember sehr wesentlich von der Richtung des Bodengradientwindes abweicht, wie die Karte der Bahn des Kaltlufttropfens zeigt. (Karte 5). Während der Verlauf der Bodenisobaren erwarten läßt, daß der Kaltlufttropfen sich bis zum 16. etwa zur mittleren Nordsee verlagern würde, ist er am nächsten Tag über Ostfrankreich anzutreffen, durch die Aufstiege von Straßburg und Lyon hinreichend belegt (Karte 4). Die Größe der Bahnabweichung, die mehr als 45° ausmacht, läßt erkennen, daß die Abweichung reell ist und nicht etwa durch Zufälligkeiten der

\*) Demgegenüber kommt Schwerdtfeger (s. Fußnote S. 3) zu dem Ergebnis, daß eine Abweichung nach rechts zu erwarten ist, sofern in den höheren Niveaus mehrere geschlossene Isohypsen stärkerer Krümmung vorhanden sind. Diese Regel, die durch Verfolgung von Luftbahnen gefunden wurde, hat sich nicht bestätigen lassen und wird durch obige Überlegung widerlegt. Sie dürfte auf einem Versehen in der Konstruktion der Trajektorien beruhen.

Konstruktion der Topographien verursacht ist. Da die obigen Betrachtungen keine Ausnahme zulassen, müssen in diesem Falle die dort angesetzten Voraussetzungen nicht zutreffen. Die beiden wesentlichsten Voraussetzungen waren aber erstens die Gültigkeit des Gradientwindgesetzes und zweitens einheitlicher vertikaler Aufbau über dem betrachteten Gebiet. Selbst wenn man nun die erste Voraussetzung fallen läßt und Abweichungen vom Gradientwindgesetz zuläßt, so bleibt auch dann noch ein Ausscheren von über 45° so gut wie ausgeschlossen, denn Abweichungen vom Gradientwind von solcher Größenordnung, die noch dazu von etwa einheitlicher Richtung sein müßten, sind außerhalb der Bodenreibungsschicht sehr unwahrscheinlich. Dagegen ist es möglich, durch Verzicht auf die zweite Voraussetzung, den einheitlichen vertikalen Aufbau, eine größere Bahnabweichung zu erklären, wenn man etwa eine Zerteilung der betrachteten Höhe annimmt in der Weise, daß der Sitz des Kaltlufttropfens nur in der oberen Schicht liegt, während das Temperaturfeld der unteren Schicht so angeordnet ist, daß die Isothermen bzw. die Isohypsen der relativen Topographie etwa gradlinig verlaufen, aber die Bodenisobaren unter einem größeren Winkel schneiden.

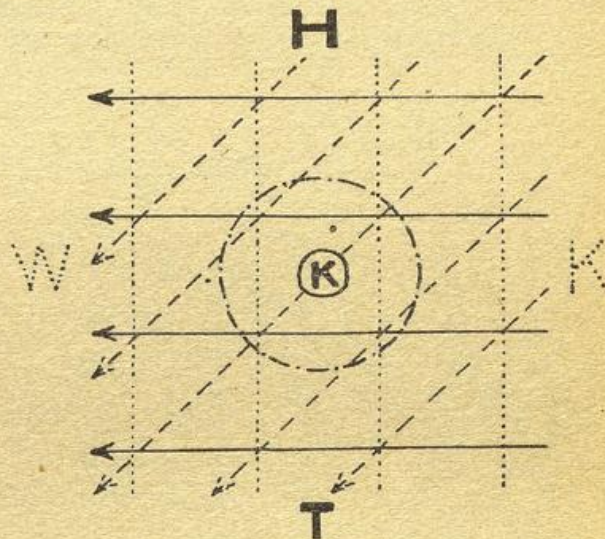


Abb. 1b:

Zur Verlagerung des Kaltlufttropfens

In obenstehender Figur seien die Bodenisobaren bzw. die Isohypsen der 1000 mb-Fläche wieder durch die ausgezogenen Linien, die Isohypsen der relativen Topographie der unteren Teilschicht durch die punktierten Linien dargestellt. An der Obergrenze dieser Schicht herrscht dann eine Strömung, die durch die gestrichelten Linien dargestellt ist. Ist nun darüber die obere Schicht mit einem Kaltlufttropfen aufgesetzt (strichpunktiierte Linie), so muß sich dieser mit der Strömung an seiner Untergränze, das ist aber die Obergrenze der unteren Teilschicht, verlagern.

Diese Verhältnisse scheinen nun in der Tat in unserem Fall gegeben zu sein. Über Westeuropa herrschte schon an den Vortagen ein vorwiegend westöstliches Temperaturgefälle in den unteren Schichten, das einerseits durch den wärmenden Einfluß des Ozeans, andererseits durch das Einfließen flacher Kaltluft am 13. und 14. Dezember bedingt war. Dagegen zeigt das Bodendruckfeld nach Westen etwa bis zur Linie Südwestküste Norwegens — Kanal — Westküste Frankreichs im wesentlichen ein nordsüdlich gerichtetes Druckgefälle. Nimmt man die Obergrenze der unteren Schicht etwa bei 850 mb an, so resultiert daraus ein Verlauf der Isohypsen der 850 mb-Fläche (Karte 6), der über



tung der Verlagerungsrichtung auch ist, so schwierig ist jedoch in anderen Fällen die Definition der „Gleichgewichtsdrift“. Zum Beispiel dürfte die Bestimmung des unsymmetrischen Anteils des Temperaturfeldes der Großwetterlage vom 13. bis 15. 12. schwierig sein, denn es ist nicht ohne weiteres ersichtlich, ob die nördlich oder südlich des Kaltlufttropfens liegende Warmluft die wichtigere Rolle spielt.

c. Verlagerungsgeschwindigkeit

Die Vorstellung, daß sich die Isohypsen der relativen Topographie mit dem Bodengradientwind verschieben, kann nur Anwendung finden für die Betrachtung der Richtung der Verlagerung, dagegen ist sie nicht gültig für die Bestimmung der Verlagerungsgeschwindigkeit, da hierbei Vertikalbewegungen und damit zusammenhängend individuelle Druck- und Temperaturänderungen sowie Strahlungseffekte eine wesentliche Rolle spielen, die an dieser Stelle noch nicht erörtert werden sollen. Ebenso wie die Zuggeschwindigkeit von Zyklonen wesentlich geringer ist als die der Höhenströmung, bleibt auch die Geschwindigkeit des Kaltlufttropfens weit hinter der der Bodenströmung zurück. In unserem Fall ist das Zeitintervall zwischen dem 13. Dezember 06 Uhr GMT und dem 15. Dezember 06 Uhr GMT für eine Geschwindigkeitsbestimmung gut geeignet, da an beiden Terminen der Kaltlufttropfen gut belegt war, während in der Zwischenzeit die Höhenkarten im Bereich des Kaltlufttropfens mangels

aerologischer Meldungen über dem polnischen Raum weitgehend interpoliert werden mußten. Für die Bestimmung des mittleren Bodengradientwindes wurden Karten im 6-stündigen Abstand benutzt, wobei an der Stelle des Kaltlufttropfens ein mittlerer Gradientwind über die gesamte Breite des Kaltlufttropfens abgelesen wurde. Es ergibt sich als Mittel über diese zwei Tage ein Gradientwind von etwa 60 km/h. Der in dieser Zeit vom Kaltlufttropfen zurückgelegte Weg von etwa 1650 km entspricht einer mittleren Verlagerungsgeschwindigkeit von 35 km/h, das sind etwa 60% des mittleren Bodengradientwindes. Eine Bestimmung dieses Verhältnisses über den 15. Dezember 06 Uhr hinaus ist wegen der starken Abweichung von der Bodenströmung nicht möglich.

III. Der Aufbau des Kaltlufttropfens

a. Das Temperaturfeld

Für die Beschreibung des dreidimensionalen Temperaturaufbaues des Kaltlufttropfens wurden neben den relativen Topographien vor allem vertikale Temperaturschnitte gezeichnet. Als Termin für einen räumlichen Schnitt kam fast nur der 15. Dezember früh in Frage, da der Kaltlufttropfen — über dem mittleren Norddeutschland gelegen — zu dieser Zeit am besten aerologisch belegt war. Es sollen ein räumlicher und ein zeitlicher Temperaturschnitt besprochen werden.

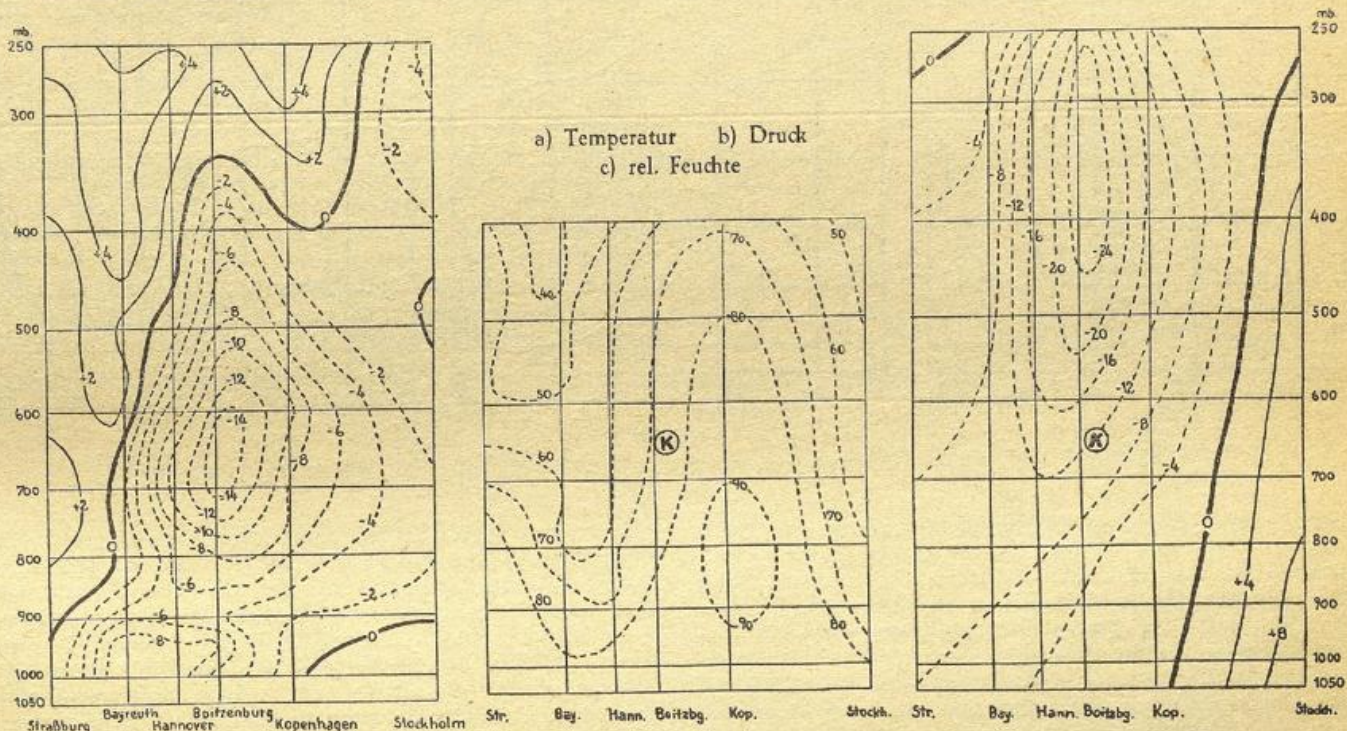


Abb. 2: Räumlicher Schnitt Straßburg—Stockholm vom 15. 12. 1946, früh

Der räumliche Schnitt (Abb. 2) wurde so gelegt, daß die Schnittlinie annähernd mit der Verlagerungsrichtung zusammenfiel. Verwendet wurden dafür die Aufstiege von Straßburg, Bayreuth, Hannover, Boitzenburg, Kopenhagen und Stockholm. Dazu ist zu bemerken, daß diese Aufstiege kein homogenes Material darstellen, sind sie doch in vier verschiedenen Ländern, in Deutschland in drei verschiedenen Zonen mit sehr unterschiedlichen Radiosondentypen durchgeführt. Die Genauigkeit der Messungen bzw. der Vergleiche darf daher nicht überschätzt werden. Es zeigt sich jedoch, daß die für unsere Betrachtung wesentlichen Temperaturunterschiede von einer solchen Größenordnung

sind, daß die sicherlich vorhandenen Fehler dagegen klein sind.

Wegen der größeren Anschaulichkeit wurden in der Darstellung nicht die wirklichen Temperaturen, sondern Abweichungen von einer angenommenen ungestörten Temperaturverteilung der Umgebung des Kaltlufttropfens dargestellt. Dieser ungestörte Zustand wurde durch das Mittel der beiden den Schnitt begrenzenden Aufstiege von Straßburg und Stockholm als hinreichend bestimmt angenommen. Wie die relative Topographie vom 15. Dezember zeigt, liegen beide Aufstiegsorte auf bzw. außerhalb der äußersten geschlossenen Isohypse, die den Kaltlufttropfen einschließt. Die

Größe der Abweichung im Zentrum des Kaltlufttropfens ist natürlich stark abhängig von der Wahl der als typisch für die Umgebung angesehenen Aufstiege, weswegen nur die wesentlichen Züge als reell gelten können.

Beim zeitlichen Schnitt (Abb. 3) wurde in entsprechender Weise verfahren. Verwendet wurden dafür die Aufstiege von Jever vom 14. und 15. Dezember jeweils 17 und 23 Uhr GMT. Dabei wurden die Aufstiege von Husum, das in etwa 125 km Entfernung von Jever ent-

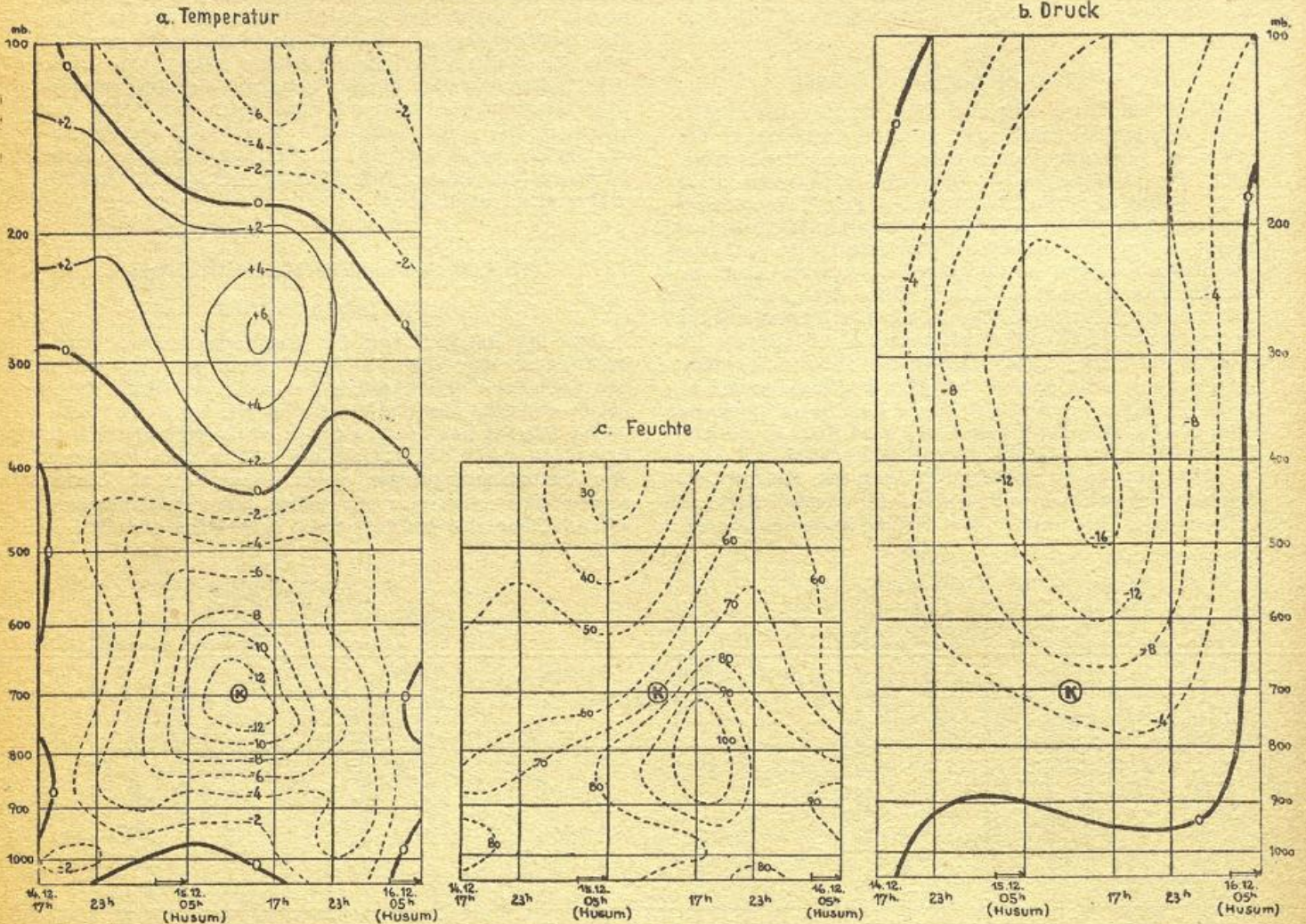


Abb. 3:  
Zeitlicher Schnitt Jever (Husum) vom 14. 12. 1946, 17 Uhr GMT bis 16. 12. 1946, 05 Uhr GMT

gegengesetzt zur Verlagerungsrichtung des Kaltlufttropfens liegt, vom 15. und 16. Dezember 05 Uhr GMT mitbenutzt. Der räumliche Unterschied wurde durch eine zeitliche Verschiebung des Aufstiegs von Husum im Schnitt in der Weise auszugleichen versucht, daß angenommen wurde, daß bei einer mittleren Verlagerungsgeschwindigkeit des Kaltlufttropfens von 35 km/h der Temperaturzustand, der zu einem bestimmten Zeitpunkt über Husum festgestellt wird, in etwa 3½ Stunden in Jever anzutreffen ist. Voraussetzung für diese Art der Verwendung von Ersatzstationen in zeitlichen Schnitten ist nur — neben der Bedingung, daß diese etwa in Verlagerungsrichtung oder entgegengesetzt dazu liegen —, daß auf dem zwischenliegenden Weg keine merklichen individuellen Änderungen auftreten, was in unserem Fall angenommen werden kann. Als dem ungestörten Zustand der Umgebung beim räumlichen Schnitt entsprechender zeitlicher Normalzustand wurde das Mittel der den zeitlichen Schnitt begrenzenden Aufstiege von Jever vom 14. Dezember 17 Uhr und Husum vom 16. Dezember 05 Uhr GMT verwendet. Beide Aufstiege liegen jeweils wieder außerhalb der äußeren geschlossenen Isohypse, die den Kaltlufttropfen einschließt. Wegen der gewissen Willkürlichkeit, die bei der Wahl dieser beiden Aufstiege sich nicht vermeiden läßt, können wie beim räumlichen

Schnitt nur wesentliche Züge unter Verzicht auf kleinere Einzelheiten als reell gedeutet werden. Einen bemerkenswerten Vorteil hat der zeitliche Schnitt vor dem räumlichen deswegen, weil hierbei nur vollkommen gleichartiges Aufstiegsmaterial verwendet wird, denn auch bei der in der gleichen Zone gelegenen Ersatzstation Husum dürfte der gleiche Radiosondentyp mit etwa gleicher Auswertgenauigkeit verwendet worden sein. Auch sind die durchschnittlich erreichten Gipfelhöhen der Aufstiege so hoch, daß der Schnitt bis 100 mb Höhe gegenüber nur 250 mb des räumlichen Schnittes ausgedehnt werden konnte.

Beim Vergleich beider Schnitte zeigt sich in den wesentlichen Zügen gute Übereinstimmung. Zunächst ist auffallend, daß das Gebiet der stärksten Abkühlung zwischen 750 und 600 mb liegt; in dieser Höhe haben wir also den eigentlichen Kern des Kaltlufttropfens zu suchen. Der Betrag der stärksten Abkühlung stimmt mit 12 gegen 14° ausreichend überein. Dabei ist zu bemerken, daß nach der Karte des Weges des Kaltlufttropfens Jever nicht direkt von dessen Zentrum überquert sondern nur gestreift wurde, womit die etwas geringere Abkühlung im Kern erklärt werden kann. Besondere Beachtung verdient die Unter- und Obergrenze des Kaltlufttropfens. In Bodennähe weisen die beiden Schnitte einen größeren Unterschied auf: Während

beim räumlichen Schnitt eine vom eigentlichen Kaltluftkörper getrennte Bodenkaltluftschicht vorhanden ist, fehlt diese beim zeitlichen Schnitt, bedingt durch den Einfluß der Nordsee. Gemeinsam ist jedoch beiden Schnitten, daß die schärfste Drängung der Isallothermen in horizontaler Richtung in 850 bis 750 mb liegt; in dieser Höhe müssen wir also — wie im vorigen Abschnitt bereits erwähnt — die Untergrenze des Kaltlufttropfens annehmen. Befriedigend ist weiterhin die Übereinstimmung der Lage der Obergrenze des Kaltlufttropfens, die etwa durch die O-Isallotherme dargestellt wird; sie liegt bereits bei 400 mb, während darüber die gegenläufige Temperaturänderung einsetzt. Der Betrag der Erwärmung der Substratosphäre ist jedoch erheblich geringer, als man aus Kompensationsgründen vermuten könnte. Als besondere Merkwürdigkeit muß gelten, daß diese Erwärmung bereits in 150 mb ihr Ende findet, um in noch größerer Höhe wieder von Abkühlung abgelöst zu werden, wie durch mehrere Aufstiege glaubwürdig belegt wird. Diese geringe Kompensation scheint darauf hinzudeuten, daß mit dem Kaltlufttropfen Vorgänge in der Atmosphäre in Zusammenhang stehen, die sich bis in größte Höhen der Stratosphäre erstrecken.

Es sei noch erwähnt, daß der räumliche Schnitt eine gewisse Neigung der Vertikalachse des Kaltlufttropfens zeigt, die offenbar dadurch zustande kommt, daß in den unteren Schichten durch den erwärmenden Einfluß der Nordsee im Nordteil des Kaltlufttropfens stärkere Erwärmung eintritt.

Es wäre nun von Interesse festzustellen, ob dieser geschilderte Aufbau des Kaltlufttropfens an den Vortagen ähnlich ausgesehen hat, oder ob während der Wanderung größere Veränderungen in der Struktur eingetreten sind. Leider ist es wegen der zu geringen Anzahl von Aufstiegen nicht möglich, an den Vortagen Schnitte zu zeichnen. Es wurde deshalb als Behelf ein direkter Vergleich von mehreren in etwa 24stündigem Abstand vorliegenden Aufstiegen eines bestimmten Ortes durchgeführt, den der Kaltlufttropfen bei seiner Wanderung überquerte. Gewählt wurde dafür Kiew, das am 13. Dezember vom Kaltlufttropfen berührt

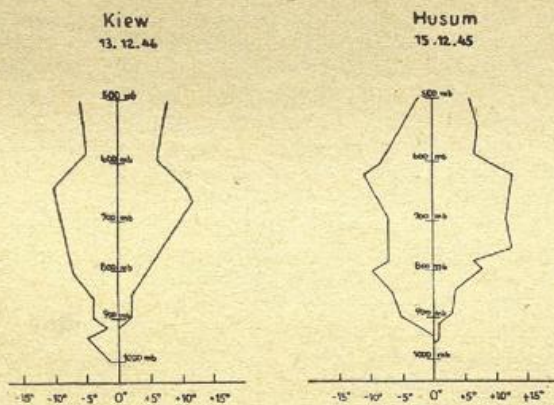


Abb. 4:  
Abkühlungsprofile Kiew und Husum

wurde. Die Darstellung (Abb. 4) erfolgte in der Weise, daß von einer senkrechten Geraden nach links die Abkühlungsbeträge die vom 12. zum 13. Dezember auftraten, nach rechts die Erwärmungsbeträge vom 13. zum 14. aufgetragen wurden, so daß für den Fall, daß der Aufstieg vom 13. genau in der Mitte des Kaltlufttropfens liegt, ein etwa symmetrisches Bild entsteht. Zum Vergleich wurde die entsprechende Figur für die Aufstiege von Husum vom 14. bis 16. 12. früh mit dem Frühaufstieg vom 15. 12. als senkrechte Gerade gezeichnet. Die beiden Figuren zeigen eine unverkennbare Ähnlichkeit. Auch in Kiew tritt stärkere Ab-

kühlung erst über 850 mb auf, wobei das Gebiet stärkster Abkühlung in Höhen zwischen 700 und 600 mb liegt, darüber gehen die Temperaturänderungen wieder stärker zurück. Auch die Größenordnung der maximalen Änderungen stimmt mit 10 bis 13 Grad ausreichend überein. Damit erscheint als wahrscheinlich, daß in diesem Zeitraum vom 13. bis 15. 12. keine größeren Veränderungen im Aufbau des Kaltlufttropfens eingetreten sind. Dafür spricht ebenfalls der Vergleich der relativen Topographien vom 13. bis 15., die mit etwa gleichem Umfang der Isohypsen 5000 gdm die gleichbleibende Intensität des Kaltlufttropfens zeigen.

Schließlich wurde der vertikale Temperaturenbau im Kern des Kaltlufttropfens einer gesonderten Betrachtung unterzogen. Zu diesem Zweck wurden alle aus dem Kerngebiet vorliegenden Aufstiege zusammengezeichnet und daraus ein Mittelaufstieg (Abb. 5) ge-

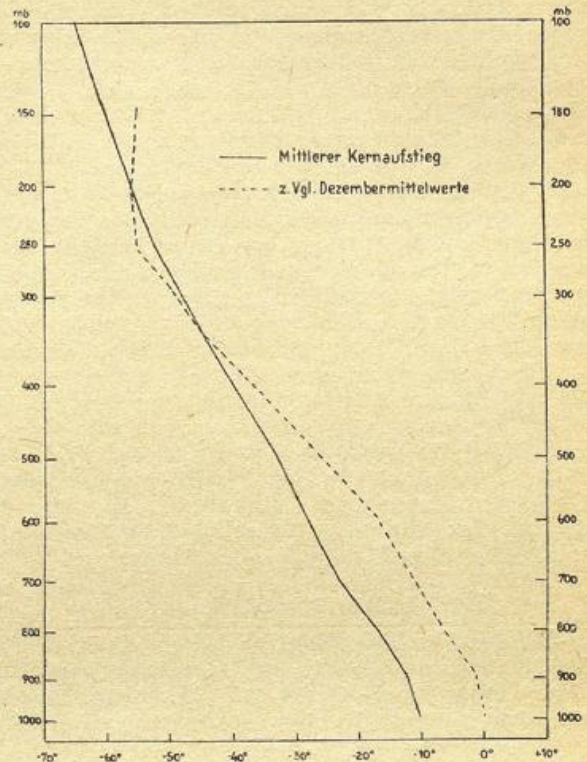


Abb. 5:  
Mittelaufstieg im Kern des Kaltlufttropfens

bildet. Dazu wurden verwendet insbesondere die bis über 100 mb hochreichenden Aufstiege von Jever vom 15. 12., 17 und 23 Uhr GMT, Hannover vom 15. 12., 05 Uhr GMT sowie der Aufstieg von Kopenhagen vom 15. 12., 06 Uhr GMT, der bis 160 mb reicht, außerdem eine Anzahl nicht so hochreichender Aufstiege, worunter Straßburg und Lyon vom 16. 12., 06 Uhr GMT und Kiew vom 13. 12., 14 Uhr deswegen von Bedeutung sind, weil sie zeigen, daß die vertikale Schichtung auch an den Vor- und Nachtagen ähnlich war. Wegen der guten Übereinstimmung des Verlaufs insbesondere der sehr hochreichenden Aufstiege, erscheint eine Mittelbildung zur Ausschaltung von kleineren Zufälligkeiten als durchaus gerechtfertigt, denn die Streuung überschreitet besonders in höheren Schichten 2 Grad nicht wesentlich. Der Mittelaufstieg kann deshalb als repräsentativ für den vertikalen Aufbau im Kern des Kaltlufttropfens gelten.

Die auffallende Besonderheit dieses Mittelaufstiegs ist das völlige Fehlen der Tropopause, das auch in jedem Einzelaufstieg auftritt und nicht etwa durch die Mittelbildung vorgetäuscht wird. Es findet vielmehr eine ziemlich gleichförmige Temperaturabnahme mit

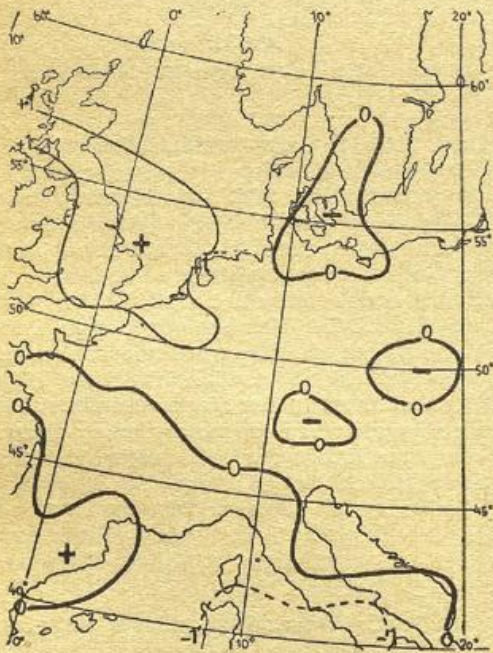
der Höhe statt, die auch in der Stratosphäre bis in die höchsten erreichten Höhen noch anhält. Der vertikale Temperaturgradient, der in der Troposphäre mit 0,4 bis 0,5 Grad/100 m recht klein ist, nimmt über 300 mb, also etwa 9 km Höhe, nur langsam auf 0,3 bis 0,2 Grad/100 m ab und bleibt bei 0,2 Grad/100 m bis zum Gipfelpunkt des höchsten vorliegenden Aufstieges, Jever vom 15. 12., 17 Uhr, der in 40 mb, das sind über 21 km Höhe, eine Temperatur von -73 Grad angibt.

Vergleicht man nun diesen Mittelaufstieg mit den klimatologischen Mittelwerten der freien Atmosphäre für Dezember (1), so zeigt sich der abnorme Zustand der gesamten Atmosphäre in besonders klarer Weise: Der starken negativen Abweichung von 10 bis 12 Grad in der unteren und mittleren Troposphäre steht eine geringe positive Abweichung in 8 bis 11 km Höhe gegenüber, die jedoch nur 3 Grad erreicht. Darüber beginnt wieder die negative Abweichung, die am Gipfel der vorliegenden klimatologischen Mittelwerte in 14 km Höhe bereits wieder 5 Grad überschreitet, wegen der weiteren Temperaturabnahme des Kernaufstieges gegenüber der in diesen Höhen als normal anzusehenden Isothermie jedoch Werte von über 10 Grad erreichen dürfte.

In der Literatur ist durch Scherhag (2) ein Fall einer extrem kalten Stratosphäre aus dem Jahre 1936 bekanntgeworden. Dabei handelt es sich jedoch um eine sehr kräftige Zyklone, in deren Bereich die Temperaturen in der unteren Troposphäre gegenüber dem langjährigen Mittel etwas zu hoch lagen und erst in der oberen Troposphäre negative Temperaturabweichungen begannen, die in der Stratosphäre über 10 Grad erreichten. Eine Parallele zu unserem Fall besteht jedoch darin, daß damals offenbar die Stratosphäre über weite Räume und längere Zeit weit unter dem Durchschnitt liegende Temperaturen aufwies. Das entspricht in unserem Fall der Feststellung, daß am 15. 12. über dem westlichen Europa ebenfalls außerordentlich niedrige Stratosphärentemperaturen auftraten, die in der Schicht zwischen 200 und 100 mb im Mittel noch niedriger als über dem Kaltlufttropfen lagen.

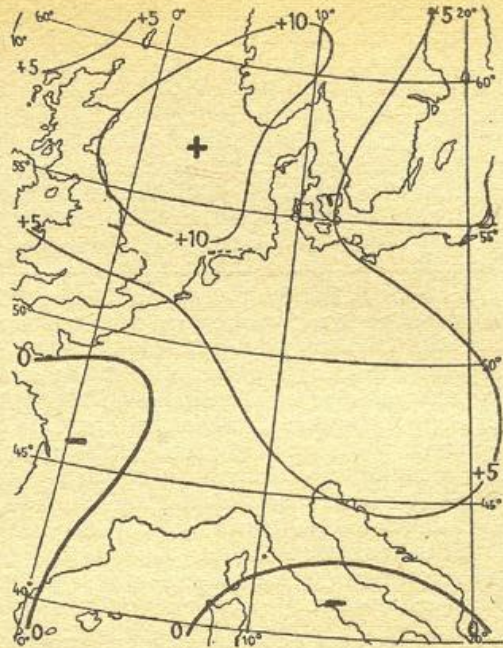
b. Das Druckfeld.

Es ist eine der bemerkenswertesten Eigenschaften des Kaltlufttropfens, daß er im Bodendruckfeld praktisch keine Ausprägung findet. Die den Kaltlufttropfen begleitenden 3-stündigen Druckänderungen (Karte 9)



Karte 9

3-stündige Luftdruckänderung vom 15. 12. 1946, 06 Uhr GMT



Karte 10

24-stündige Luftdruckänderung vom 14. zum 15. 12. 1946  
06 Uhr GMT

sind außerordentlich klein und erreichen fast zu keinem Termin 1 mb, sie sind deswegen kaum von großräumigen Druckänderungen zu trennen. Die Tendenzkarte vom 15. 12., 06 Uhr GMT zeigt lediglich ein kleines Fallgebiet über dem Raum der westlichen Ostsee, das mit maximalen Beträgen von  $\frac{1}{2}$  mb in 3 Stunden offenbar mit dem Kaltlufttropfen in Verbindung steht. Bei der 24-stündigen Druckänderung (Karte 10) ist davon wegen der zu geringen Ausprägung nichts zu bemerken, ebensowenig wie die Bodenkarte selbst (Karte 1) im Bereich des Kaltlufttropfens merkliche Veränderungen aufweist. Im Hinblick auf die sehr starken Temperaturänderungen, die in der mittleren Troposphäre 10 Grad übersteigen, wie oben gezeigt wurde, müssen die geringen Druckänderungen am Boden als Zeichen dafür gedeutet werden, daß — über die gesamte Atmosphäre betrachtet — der Kaltlufttropfen sehr gut kompensiert sein muß. Die erwähnte zweite Abkühlungsschicht, die in etwa 150 mb beginnt, muß also noch einmal von einer Schicht stärkerer Erwärmung abgelöst werden, denn der Betrag der Erwärmung in der unteren Stratosphäre reicht für eine vollständige Kompensation bei weitem nicht aus.

Dieses Ergebnis wird anschaulich in den vertikalen Druckschnitten (Abb. 2b und 3b) dargestellt, die in entsprechender Weise wie die Temperaturschnitte gezeichnet wurden. D. h., es wurden vom Mittel derselben den Schnitt begrenzenden Aufstiege die Höhenabweichungen der zwischenliegenden Aufstiege berechnet und durch Linien gleicher Abweichung in dyn. Dekameter dargestellt. Es zeigt sich, daß die negativen Druckabweichungen auch an der Obergrenze des zeitlichen Schnittes in 100 mb noch vorhanden sind. Die wenigen Aufstiege, die höher als 100 mb reichen, sprechen dafür, daß auch in 50 mb das Bild noch ähnlich aussieht, da sie weitere Temperaturabnahme zeigen. Das Maximum der Druckabweichung liegt in etwa 400 mb Höhe in notwendiger Übereinstimmung mit der Untergrenze der ersten Erwärmungsschicht.

c. Feuchte- und Bewölkungsfeld

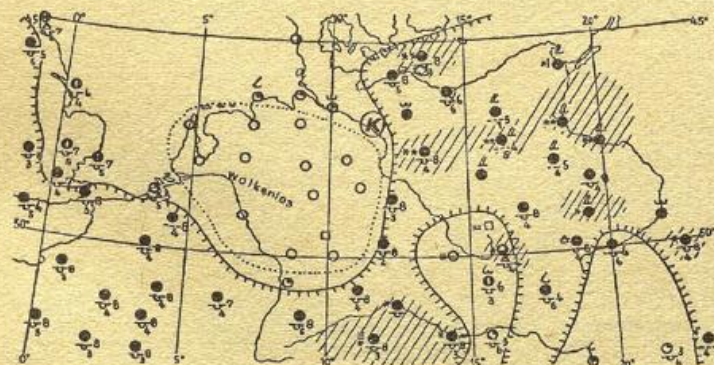
Als drittes Element wurde in den beiden Vertikalschnitten die Verteilung der relativen Feuchte (Abb. 2c und 3c) dargestellt. Dabei wurden nicht wie bei den Temperatur- und Druckschnitten die Abweichungen

von einem Mittelwert, sondern wegen der starken Änderung der Feuchte relativ zur Gesamtgröße das Element selbst in Linien von 10 zu 10% gezeichnet. Wegen der bekannten Ungenauigkeit der Messung der relativen Feuchte bei Radiosondenaufstiegen sind die Linien mit einer größeren Unsicherheit behaftet. Auch erfolgt die Übermittlung der relativen Feuchte in den verschiedenen aerologischen Schlüsselns nur teilweise in ganzen %, teilweise jedoch nur in 10%-Stufen, so daß auch durch die Abrundung noch Fehler von 5% in Kauf genommen werden müssen. Trotz allem fällt wieder eine verhältnismäßig gute Ähnlichkeit beider Schnitte auf. In beiden tritt ein Gebiet maximaler Feuchte mit über 90% — zeitlich und räumlich gesehen — hinter dem Gebiet stärkster Abkühlung — im Schnitt gekennzeichnet durch „K“ — mit Kern in etwa 800 mb Höhe auf. Dem steht ein Gebiet mit verhältnismäßig geringer Feuchte vor dem Abkühlungsmaximum in größerer Höhe gegenüber. Die Tatsache, daß das Gebiet geringster Feuchte in höheren, das Gebiet stärkster Feuchte dagegen in unteren Schichten liegt, dürfte durch die allgemeine Abnahme der relativen Feuchte mit der Höhe bedingt sein und keine weitere Bedeutung haben.

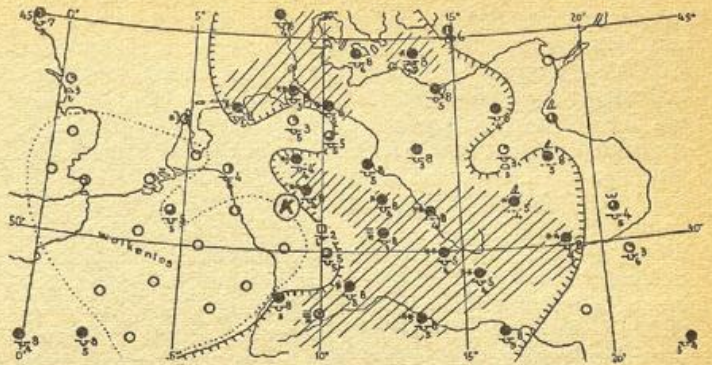
Diese asymmetrische Feuchteverteilung im Kaltlufttropfen findet ihren Ausdruck ebenfalls im Bewölkungsfeld. Schon die Bewölkung längs der Schnittlinie des räumlichen Schnittes und der Bewölkungsverlauf im Raum Jever für den zeitlichen Schnitt zeigen deutlich ein größeres Aufheiterungsgebiet vor und ein Gebiet mit starker Bewölkung und zeitweiligem Schneefall hinter dem Kern des Kaltlufttropfens. Noch klarer tritt dies in Erscheinung auf einer Bewölkungskarte vom 15. 12., 06 Uhr (Karte 12), in der ein wolkenloses Gebiet von über 500 km Durchmesser südwestlich vom Kern des Kaltlufttropfens sich deutlich gegenüber einem Gebiet starker Bewölkung mit Schneefällen ostwärts davon heraushebt. Die hier auftretenden Wolkenformen gehören dem Typ der stabilen Aufgleitbewölkung an und zeigen, daß im gesamten Gebiet stabile Gradienten vorherrschen.



Karte 11  
Bewölkungskarte vom 14. 12. 1946, 18 Uhr GMT



Karte 12  
Bewölkungskarte vom 15. 12. 1946, 06 Uhr GMT



Karte 13  
Bewölkungskarte vom 15. 12. 1946, 18 Uhr GMT

Daß bei dieser Anordnung des wolkenlosen und bewölkten Gebietes keine orographischen Einflüsse oder sonstige Zufälligkeiten mitspielen, zeigt die Verfolgung des Bewölkungsfeldes während der Verlagerung des Kaltlufttropfens. Die Bewölkungskarten vom 14. 12., 18 Uhr, und vom 15. 12., 18 Uhr (Karten 11 und 13), deuten beide auf eine enge Kopplung des Kaltlufttropfens mit dem wolkenlosen Raum auf der Vorderseite und dem stark bewölkten auf der Rückseite. Der Kern des Kaltlufttropfens ist auch bei diesen beiden Karten etwa auf der sehr scharfen Begrenzungslinie beider Räume gelegen. Auch der Vorderrand des wolkenlosen Gebietes ist verhältnismäßig gut gegen eine weitverbreitete Sc-Bewölkung abgegrenzt und verlagert sich etwa mit der gleichen Geschwindigkeit wie der Kaltlufttropfen selbst. Alles dies deutet auf recht kräftige wolkenauflösende Vorgänge auf der Vorderseite und ebensolche wolkenbildende Vorgänge auf der Rückseite des Kaltlufttropfens hin.

#### IV. Untersuchungen zur Dynamik des Kaltlufttropfens

##### a. Der Kaltlufttropfen als Gleichgewichtszustand.

Als ein Ausgangspunkt für dynamische Überlegungen kann zunächst die Tatsache der geringen Änderungen im Aufbau des Kaltlufttropfens während seiner Verlagerung gelten. Die daraus zu folgernde nächstliegende Annahme, daß der Kaltlufttropfen ein festes unveränderliches Gebilde sei, ist jedoch aus verschiedenen Gründen nicht haltbar. Einmal zeigte schon die Verlagerungsgeschwindigkeit des Kaltlufttropfens, die etwa 60% des Bodengradientwindes betrug, daß es sich nicht um ein „Schwimmen“ in der Bodenströmung handeln kann, sondern daß die Verhältnisse komplizierter Art sind. Zum anderen sind es besonders die Weitererscheinungen, vor allem die anhaltenden Niederschläge auf der Rückseite, die nicht durch ein starres Gebilde hervorgerufen werden können, sondern die dynamische Vorgänge voraussetzen. Die Notwendigkeit der Annahme von Vorgängen innerhalb des Kaltlufttropfens einerseits und die Tatsache geringer zeitlicher Temperaturänderungen andererseits führen nun zu der Vorstellung, daß der Kaltlufttropfen einen Gleichgewichtszustand zwischen verschiedenartigen Faktoren darstellt. Als wetterwirksame Vorgänge, die an diesem Gleichgewicht beteiligt sein können, kommen vor allem Strahlung, Advektionen und Vertikalbewegungen in Frage. Es sollen deshalb zunächst diese Faktoren einzeln behandelt werden.

##### b. Strahlungsvorgänge

Als erster Faktor, der für den Temperatur- und Feuchteaufbau des Kaltlufttropfens von Bedeutung ist, sei die Strahlung behandelt. Insbesondere soll die Frage geklärt werden, ob und wie weit die sehr niedrigen Temperaturen des Kaltlufttropfens auf Ausstrahlungsabkühlung zurückgeführt werden können.

Für die Durchführung einer Strahlungsberechnung steht uns das Strahlungsdiagramm von Möller (3) zur Verfügung. Dies setzt allerdings voraus, daß neben der Temperaturverteilung auch die Feuchtigkeitsverhältnisse in allen Höhen — also auch in der Stratosphäre — sowie die genauen Wolkenunter- und Obergrenzen bekannt sind. Da letzteres nicht zur Verfügung steht, müssen wir uns bei der Berechnung auf das wolkenlose Gebiet beschränken. Die Berechnung erfolgt in der Weise, daß für jede etwa 1000 m mächtige Schicht die Gegenstrahlung, die von allen oberhalb liegenden Schichten ausgeht, berechnet wird und von der Gesamtstrahlung aller unterhalb liegenden Schichten subtrahiert wird. Man erhält dadurch den effektiven Strahlungsstrom, der jede Schicht von unten nach oben durchsetzt. Die vertikale Änderung des effektiven Strahlungsstromes ergibt ein Maß der Temperaturänderung. Da es also auf die Differenzen der die einzelnen Schichten durchsetzenden Strahlungsströme ankommt, ist eine recht große Genauigkeit der gemessenen Werte von Temperatur und Feuchte notwendig. Dabei ist bei der Berechnung der für Strahlungsvorgänge wichtigen absoluten Feuchte bereits 10% relative Feuchte mehreren Temperaturgraden äquivalent, so daß Fehler der Temperaturmessungen weit weniger

ins Gewicht fallen als Fehler der ohnehin ungenaueren Messungen der relativen Feuchte. Es ist also von vornherein keine allzu große Genauigkeit der Ergebnisse der Strahlungsberechnung zu erwarten. Für unsere Zwecke, bei denen es nur auf die Abschätzung der Größenordnung ankommt, ist aber die Genauigkeit ausreichend. Im Möller'schen Strahlungsdiagramm ist neben dem Wasserdampfgehalt der Luft der Kohlen säuregehalt mitberücksichtigt, der für einige Spektralbereiche stärker als Wasserdampf absorbiert. Die Größenordnung des durch den Kohlen säuregehalt verursachten Strahlungsstromes liegt jedoch unter 10% des gesamten Strahlungsstromes, so daß in unserem Falle auf die Berechnung dieses Anteils verzichtet wurde, da er nur eine Korrektur ausmacht, die in der Größenordnung unter der der ohnehin unvermeidlichen Fehler liegt.

Für die Durchführung der Berechnung wurden 2 Aufstiege so ausgewählt, daß der eine — Hannover vom 15. 12., 05 Uhr — möglichst nahe am Kern des Kaltlufttropfens, aber noch im wolkenlosen Gebiet, der andere — Jever vom 14. 12., 23 Uhr — im Gebiet der geringsten Feuchte zeitlich und räumlich vor der stärksten Abkühlung lag. Für beide Aufstiege liegen Messungen der relativen Feuchte nur bis 400 mb vor; bis

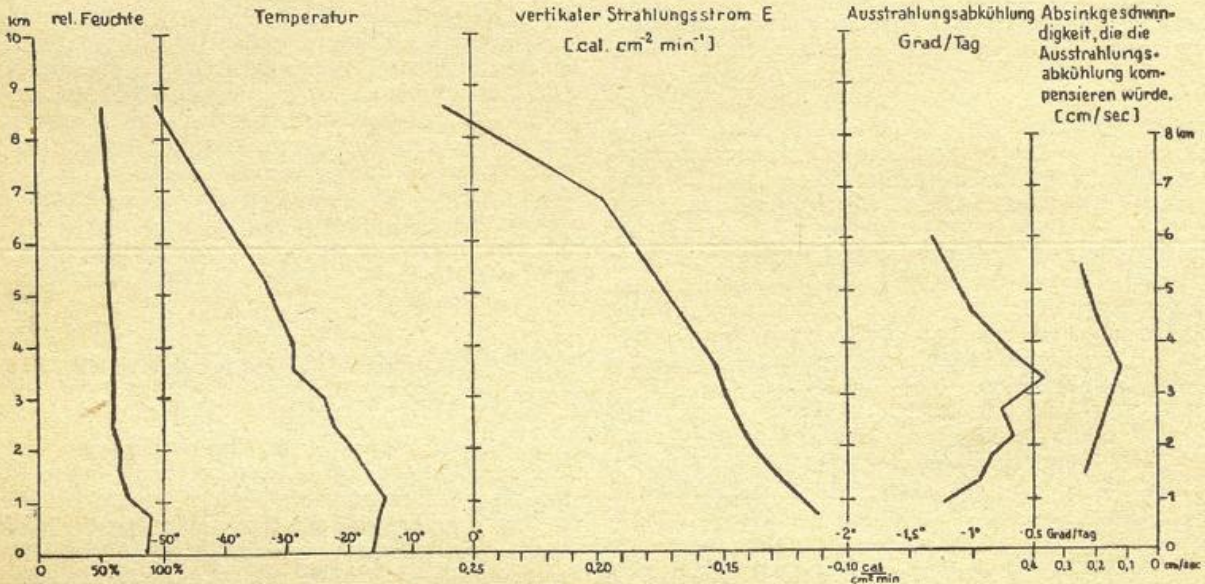


Abb. 6:  
Aufstieg Hannover vom 15. 12. 1946, 05 Uhr GMT mit Strahlungskurven

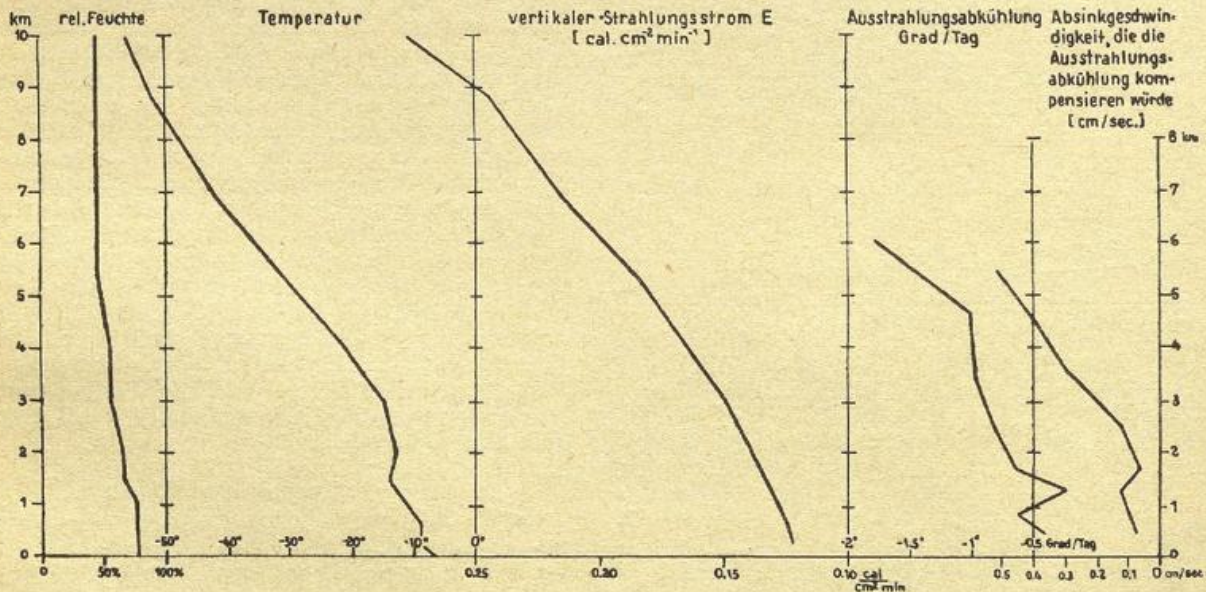


Abb. 7:  
Aufstieg Jever vom 14. 12. 1946, 23 Uhr GMT mit Strahlungskurven

auf 200 mb wurde sie als gleichbleibend extrapoliert und dann gleich Null gesetzt. Der Einfluß dieser willkürlichen Annahme in hohen Schichten auf die effektiven Strahlungsströme der unteren Schichten ist bis etwa 5 km Höhe sehr gering und nimmt erst darüber größere Beträge an. Die Ergebnisse der Rechnung sollen deshalb auch nur bis etwa 5 km Höhe diskutiert werden. In Abb. 6 und 7 sind neben dem vertikalen Verlauf der relativen Feuchte und der Temperatur zunächst die vertikalen Strahlungsströme  $E$  in  $\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}$  dargestellt. Sie zeigen entsprechend der Abnahme der absoluten Feuchte mit der Höhe eine stetige Zunahme. Bildet man davon die vertikale Änderung  $\Delta E : \Delta h$  und dividiert durch die Luftdichte  $\rho$  und die spezifische Wärme  $c_p$ , so erhält man daraus die zeitliche Temperaturänderung  $\Delta T / \Delta t$ , die als nächste Kurve in Grad/Tag dargestellt ist. Diese Abkühlungskurven zeigen nun in beiden Aufstiegen einen etwas verschiedenen Verlauf. Es soll aber wegen der erwähnten Unsicherheit der Rechnungen nicht gewagt werden, aus der Verschiedenheit beider Kurven oder aus Einzelheiten einer Kurve Schlüsse zu ziehen. Von Wichtigkeit ist für uns lediglich die Größenordnung der Abkühlungsbeträge, die in beiden Kurven mit Werten zwischen 0,5 und 1,0 Grad/Tag in unteren Schichten und Werten über 1 Grad/Tag in Höhen über 4000 m gut übereinstimmt. Die gefundene Abkühlungsgeschwindigkeit gibt uns nun die Möglichkeit abzuschätzen, daß für das Zustandekommen derartiger niedriger Temperaturen bei wolkenlosem Wetter 10 bis 20 Tage notwendig sind, wenn man andere Kältequellen als die Strahlung ausschließt. Nur muß der Vorgang der starken Abkühlung bereits zum Zeitpunkt der Abschnürung des Kaltlufttropfens praktisch aufgehört haben, denn — wie oben erwähnt — zeigte der Kaltlufttropfen seit dieser Zeit nur sehr geringe Intensitätsänderungen.

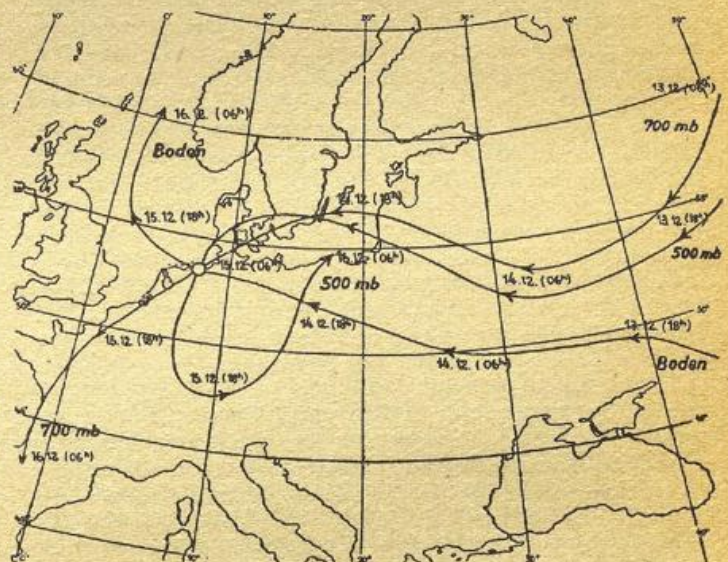
Da aber die Ausstrahlungsabkühlung bei dem anhaltenden wolkenlosen Wetter auf der Vorderseite weiterhin wirksam sein muß, muß ein anderer Vorgang dieser Abkühlung entgegen wirken, wofür nur Erwärmung durch Absinken in Frage kommt. Man kann nun berechnen, welche Absinkgeschwindigkeit notwendig ist, damit die dadurch bewirkte Erwärmung die Abkühlungsbeträge durch Ausstrahlung gerade aufhebt. Es gilt die Beziehung  $\Delta T / \Delta t = (\gamma - \alpha) \cdot w$ , wobei  $\Delta T / \Delta t$  die durch Strahlung verursachte Abkühlung,  $\gamma$  den trockenadiabatischen,  $\alpha$  den wahren Temperaturgradienten und  $w$  die Absinkgeschwindigkeit bezeichnet. Die Absinkgeschwindigkeit wurde für beide Aufstiege, für die die Strahlungsberechnung durchgeführt wurde, berechnet und in der nächsten Kurve dargestellt. Wegen des verhältnismäßig geringen vertikalen Temperaturgradienten, der im Mittel etwa 0,5 Grad/100 m beträgt, ist die notwendige Absinkgeschwindigkeit recht klein, sie schwankt zwischen 0,1 und 0,4 cm/sec. Entsprechend der Unsicherheit der Strahlungsberechnungen soll nicht gewagt werden, aus Einzelheiten der Kurven weitere Schlüsse zu ziehen; lediglich die Zunahme der notwendigen Absinkgeschwindigkeit in höheren Schichten, entsprechend der Zunahme der Ausstrahlungsabkühlung, kann wohl als reell angenommen werden.

Es erhebt sich damit die Frage, ob die wirklich vorhandene Absinkgeschwindigkeit von der geforderten Größenordnung ist. Das Problem der Vertikalbewegungen soll deshalb in einem späteren Abschnitt gesondert untersucht werden.

Zunächst sei jedoch die reine Horizontalströmung betrachtet, da diese wegen der starken Temperaturgegensätze in der Höhe sehr kräftig ist und in der Größenordnung weit über der der Vertikalbewegung liegt, so daß sie wesentlich zur Vervollständigung des Bildes des Kaltlufttropfens beitragen kann.

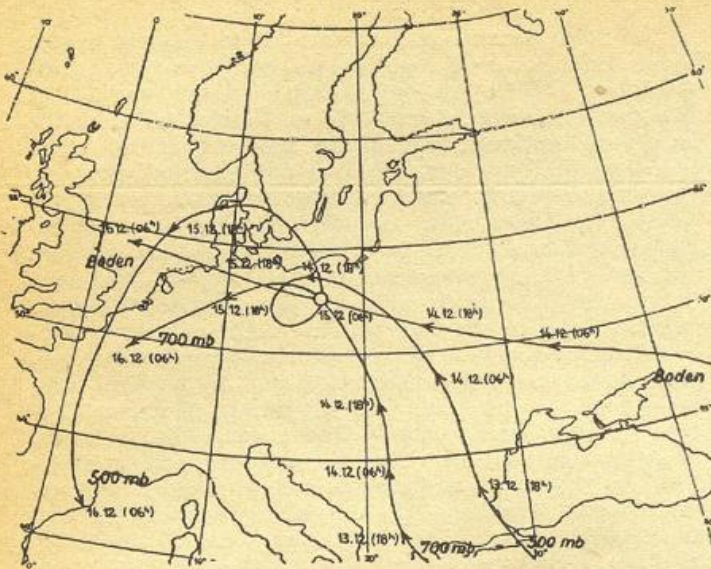
### c. Horizontalströmung

Die rein advektiven Vorgänge lassen sich am besten durch Zeichnen von Luftbahnen verfolgen. Die Konstruktion erfolgte im wesentlichen in der von H. K. Meyer (4) beschriebenen Weise, indem Teilchen, die zu einem Zeitpunkt über einem bestimmten Ort lagen, zurückverfolgt wurden. Schlüsse auf Vertikalbewegungen, die bei H. K. Meyer durch die Bestimmung der Temperaturänderungen während der Verlagerung gezogen werden, können in unserem Falle nicht gewagt werden, da das aerologische Material hierzu nicht ausreicht. Als Ausgangspunkt für die Zurückverfolgung von Luftteilchen wurden die am 15. 12. früh etwa symmetrisch zum Kern des Kaltlufttropfens gelegenen Orte Jever und Posen (Karten 14 und 15) gewählt, wobei Jever als typischer Ort für das wolkenarme Gebiet auf der Vorderseite — Jever weist die geringste Feuchte von allen aus dem Bereich des Kaltlufttropfens vorliegenden Aufstiegen auf — und Posen als ungefähres Zentrum des Schlechtwettergebietes auf der Rückseite gelten kann. Die Konstruktion der Luftbahnen wurde für drei Höhenstufen durchgeführt, nämlich für 500 mb, der größten Höhe, für die aus dem in Frage kommenden Raum Topographien gezeichnet werden können, für 700 mb, als der Schicht der stärksten Ausprägung des Kaltlufttropfens, und schließlich mit Hilfe des Bodengradientwindes für die bodennahen Schichten oberhalb der Reibungshöhe. Die Konstruktion wurde auf Grund von im 12-stündigen Abstand gezeichneten Topographien über 48 Stunden bis zum 13. Dezember ausgedehnt, dem Zeitpunkt, an dem erstmalig der Kaltlufttropfen gut belegt war. Wie bereits erwähnt, liegt aus dem Balkanraum fast kein aerologisches Material vor, so daß die Topographien in diesem Raum weitgehend extrapoliert werden mußten; infolgedessen sind auch die Luftbahnen in diesem Bereich mit einer größeren Unsicherheit behaftet. Da für unsere Betrachtungen jedoch nur die großen Züge unter Vernachlässigung kleinerer Einzelheiten wichtig sind, sind die so gewonnenen Luft-



Karte 14  
Luftbahnen Jever

bahnen noch gut brauchbar. Die Karten der Luftbahnen zeigen zunächst in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Untersuchung über die Verlagerungsgeschwindigkeit, daß die Teilchen der bodennahen Schichten — ebenso wie die der höheren Schichten — in den 48 Stunden einen weit größeren Weg zurückgelegt haben als der Kaltlufttropfen selbst. Hierdurch wird wohl am deutlichsten offenbar, daß der Kaltlufttropfen kein festes Gebilde darstellt, sondern daß



Karte 15  
Luftbahnen Posen

vielmehr ein dauerndes Durchströmen stattfindet, so daß immer neue Teilchen in den Bereich des Kaltlufttropfens gelangen. Dies entspricht dem Ergebnis, das H. K. Meyer für eine schnellziehende Zyklone erhielt. Die Teilchen sowohl der Vorder- als auch der Rückseite des Kaltlufttropfens entstammen dem Raum des Kaspischen Meeres und haben in einigem Abstand etwa denselben Weg zurückgelegt, wie es dem etwa gleichbleibenden Gradienten an der Südseite des russischen Hochs entspricht. Dagegen zeigen die Luftbahnen von Jever und Posen in 700 und 500 mb größere Unterschiede. Während die Teilchen des wolkenarmen Gebietes der Vorderseite am 13. noch im östlichen Rußland im Bereich des ausgedehnten Hochs lagen, waren die Teilchen des Schlechtwettergebietes der Rückseite am 13. über der westlichen Türkei im Strömungssystem von zyklonalen Störungen über dem östlichen Mittelmeer anzutreffen, wobei die Unterschiede zwischen dem 500- und 700-mb-Niveau in beiden Fällen verhältnismäßig gering sind. Entsprechend diesen Luftbahnen läßt sich ein ausgedehntes Gebiet geschlossener Bewölkung mit Niederschlägen auf seiner Verlagerung aus dem Raum des Schwarzen Meeres bis in den ostdeutschen Raum verfolgen, so daß — nur bei Betrachtung reiner Advektion — die Erklärung des Schlechtwettergebietes auf der Rückseite des Kaltlufttropfens dadurch gegeben werden könnte, daß die durch die Mittelmeerzyklonen nach Norden geführte feuchte Luft an der Ostflanke des Kaltlufttropfens zum Aufgleiten kommt, wogegen die verhältnismäßig trockene Luft aus dem Bereich des russischen Hochs die Ursache für das wolkenarme Gebiet der Vorderseite ist. Wenn auch diese rein advektiven Vorgänge nicht für die Erklärung der Wettererscheinungen ausreichen, so zeigen sie doch, daß die für die Aufgleitniederschläge der Rückseite notwendige Feuchte durch den Zustrom feuchter Luft aus dem Mittelmeerraum geliefert wird. Für das Zustandekommen und die Aufrechterhaltung des Aufgleitens sind jedoch Vertikalbewegungen notwendig.

Die Fortsetzung der Konstruktion der Luftbahnen über den 15. 12., 06 Uhr hinaus um weitere 24 Stunden zeigt, daß nun die bisher ziemlich gleichartig verlaufenden Bahnen in 500 und 700 mb sehr verschiedene Wege einschlagen. Die Teilchen der Vorderseite bleiben in 700 mb im wesentlichen auf der Vorderseite, während sie in 500 mb mit erheblich größerer Geschwindigkeit den Kern umrunden und auf der Rückseite den Strömungsbereich des Kaltlufttropfens wie-

der verlassen. Die Teilchen der Rückseite aus dem 700-mb-Niveau gelangen über die Nord- auf die Nordwestseite des Kaltlufttropfens, die des 500-mb-Niveaus erreichen sogar die Südwestseite. Wenn man auch diesen speziellen Luftbahnen in Einzelheiten kein zu großes Gewicht beimessen darf, so sind sie doch Beispiele dafür, daß ein Teil der Luftteilchen den Kern umrunden und im Bereich des Kaltlufttropfens wenigstens für längere Zeit verbleibt, während ein anderer Teil wieder den Strömungsbereich verläßt, was ja notwendigerweise stattfinden muß, wenn neue Teilchen von der Zirkulation erfaßt werden, ohne daß der Umfang des Höhentiefs sich vergrößert.

Über das Verhalten der kernnahen Teilchen läßt sich mit Hilfe der Luftbahnen kaum etwas aussagen, da sie auf kleinsten kreisförmigen Bahnen andauernd den Kern umrunden. Es läßt sich lediglich in Analogie zu den etwas weiter vom Kern entfernt liegenden Teilchen vermuten, daß auch diese kernnahen Teilchen wegen der ziemlich raschen Verlagerung des Höhentiefs allmählich sich vom Kern weiter entfernen und schließlich einmal das Strömungssystem ganz verlassen.

d. Vertikalbewegungen im Kaltlufttropfen

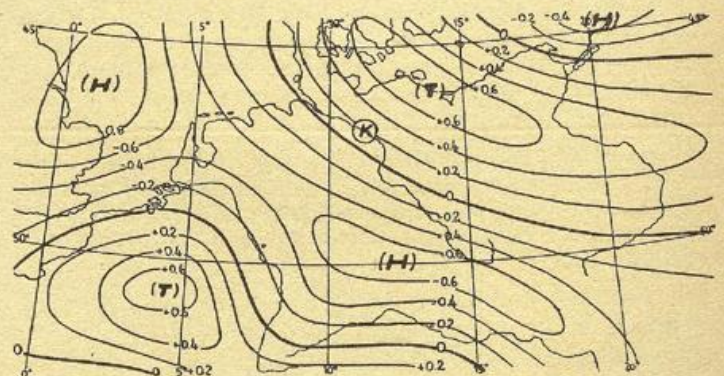
Das sehr schwierige Problem der Erfassung von Vertikalbewegungen in der freien Atmosphäre kann nur auf indirektem Wege einer Lösung nähergebracht werden, da es praktisch durchführbare Methoden der direkten Messung kaum gibt. Eine Möglichkeit der Abschätzung der Vertikalbewegungen bietet nach Exner (5) das Bodendruckfeld. Die Beziehung zwischen Vertikalbewegungen und Bodendruckfeld, für die Lettau (6) einen Weg zur quantitativen Auswertung gegeben hat, setzt neben der Festlegung der Reibungshöhe die Kenntnis des im Guldberg-Mohnschen Reibungsansatz vorkommenden Ablenkungswinkels  $\beta$  voraus, der zwischen der wahren Windrichtung in Bodennähe und der Richtung des Gradienten der Bodendruckverteilung liegt. Die von Lettau für die praktische Auswertung angegebene Formel lautet:

$$w(Z) = Z \cdot \omega \cdot \sin \varphi \cdot \sin 2 \beta \cdot \frac{\Delta h}{l^2}$$

für Topographien, oder

$$w(Z) = Z \cdot \omega \cdot \sin \varphi \cdot \sin 2 \beta \cdot \frac{\Delta p}{\rho l^2}$$

für Druckkarten, worin  $\Delta$  den Laplaceschen Operator, Z die Höhe,  $\varphi$  die geographische Breite und  $l = 2 \omega \sin \varphi$  bedeutet. Z,  $\sin \varphi$ ,  $\sin 2 \beta$  können als konstant angenommen werden; es bleibt die Größe  $\frac{\Delta h}{l^2}$ , die nach der sehr einfachen Methode von Lettau leicht bestimmt werden kann. Dies wurde nun für die Bodenkarte vom 15. 12., 06 Uhr durchgeführt (Karte 16). Die sich ergebenden positiven Gebiete sind nach Exner und Duhm (5,8) „rela-



Karte 16  
 $\frac{\Delta h}{l^2}$  vom 15. 12. 1946, 06 Uhr GMT

tive Tiefs“ mit aufsteigender, die negativen Gebiete „relative Hochs“ mit absteigender Bewegung, wobei die Bezeichnung „relativ“ sich nur auf die Krümmung der Druckflächen bezieht und nicht an wahre Hochs und Tiefs gebunden ist. Es ergibt sich zunächst eine überraschend gute Übereinstimmung eines relativen Hochs mit dem Aufheiterungsgebiet auf der Vorderseite des Kaltlufttropfens, sowie eines relativen Tiefs mit dem Aufgleitgebiet auf der Rückseite. Nicht nur im Raum der unteren Elbe fällt die Null-Linie fast genau mit der scharfen Grenze zwischen dem wolkenlosen und dem bewölkten Gebiet zusammen, sondern auch der Vorderrand des wolkenlosen Gebiets stimmt annähernd mit einer Null-Linie überein. Um auch eine quantitative Abschätzung der Vertikalbewegung zu gewinnen, ist die Festlegung der Konstanten  $Z$  und  $\beta$  notwendig. Als äußerste Grenzen der Reibungshöhe sollen für  $Z$  100 m und 1000 m angenommen werden. Der Winkel  $\beta$  beträgt nach Lettau (9) im Mittel für Binnenland  $45^\circ$ , für Meer  $75^\circ$ , als Mittelwert zwischen  $\sin 90^\circ = 1$  und  $\sin 150^\circ = 0,5$  ergibt sich 0,75. In den Kerngebieten sowohl des relativen Hochs als auch des relativen Tiefs hat  $\frac{\Delta h}{l^2}$  die Größe von etwa 0,6; das ergibt für  $w$ , wenn  $Z$  zunächst gleich 100 m gesetzt wird, in der Breite  $\varphi = 55^\circ$ :

$$w = 100 \text{ m} \cdot 7,29 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1} \cdot 0,82 \cdot 0,75 \cdot 0,6 \\ = 2,7 \cdot 10^{-3} \text{ m/sec} = 0,27 \text{ cm/sec}$$

oder für  $Z = 1000 \text{ m}$ :  $w = 2,7 \text{ cm/sec}$ .

Die gefundene Größenordnung ist also wesentlich größer, als diejenige, die im Abschnitt über Strahlung zur Kompensation der Ausstrahlungsabkühlung gefordert wurde. Dieses Ergebnis führt nun zu dem Schluß, daß die Erwärmung durch die Absinkbewegung zumindestens im Zentrum des wolkenlosen Gebietes auf der Vorderseite des Kaltlufttropfens wesentlich größer ist als die gleichzeitige Ausstrahlungsabkühlung. Selbst wenn man als Reibungshöhe nur 300 bis 400 m ansetzt, ist die Absinkgeschwindigkeit fast 1 cm/sec größer als die aus dem Strahlungsüberlegungen geforderte. Daraus folgt aber, daß auf der Vorderseite des Kaltlufttropfens eine dauernde Erwärmung und entsprechend auf der Rückseite eine dauernde Abkühlung stattfindet. Die Abkühlung kann auf der Rückseite auch von derselben Größe sein, wie die Erwärmung auf der Vorderseite, denn wenn auch die unkontrollierbaren Strahlungsvorgänge im bewölkten Gebiet eine zusätzliche Abkühlung bedingen, so kann diese von der freiwerdenden Kondensationswärme überkompensiert werden. Damit kann das Bild des Kaltlufttropfens als Gleichgewichtszustand aufrechterhalten werden, wobei nur eine stete Verlagerung des kältesten Gebietes relativ zur mitgeführten Luftmasse entgegengesetzt zur Verlagerungsrichtung einbezogen ist. Das kälteste Gebiet stellt dann gerade die Trennungslinie zwischen Abkühlung und Erwärmung bzw. aufsteigender und absinkender Bewegung dar, was in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen steht. Mit diesem Ergebnis ist nun auch der Zusammenhang mit der bei der Verfolgung der Luftbahnen gewonnenen Tatsache hergestellt, wonach ein dauerndes Durchströmen des Kaltlufttropfens stattfindet, so daß er sich immer aus neuen Teilchen zusammensetzt. \*)

Es sei noch der Versuch gemacht, auch eine quantitative Abschätzung der relativen Rückwärtsbewegung des Kaltlufttropfens durchzuführen. Setzen wir eine

nichtkompensierte Absinkbewegung von 1 cm/sec auf der Vorderseite und eine entsprechende Aufwärtsbewegung auf der Rückseite an, so folgt bei einem mittleren vertikalen Temperaturgradienten von 0,5 Grad/100 m eine Erwärmung bzw. Abkühlung von über 4,0 Grad/Tag. Die relative Topographie vom 15. 12., 06 Uhr (Karte 3) zeigt nun, daß man in Verlagerungsrichtung des Kaltlufttropfens gemessen im Mittel über die untere Troposphäre einen mittleren horizontalen Temperaturgradienten von 1 Grad/100 km ansetzen kann. Daraus folgt eine relative Rückwärtsbewegung des Kaltlufttropfens von über 400 km/Tag. Erinnern wir uns an das Ergebnis der Untersuchung über die Verlagerungsgeschwindigkeit, die mit etwa 35 km/h um 25 km/h unter der Geschwindigkeit des Bodengradientwindes lag, so würden diese  $25 \cdot 24 = 600 \text{ km}$  relativer Rückwärtsbewegung des Kaltlufttropfens pro Tag zumindestens in der Größenordnung mit der aus der Untersuchung der Vertikalbewegungen geforderten Geschwindigkeit von über 400 km/Tag gut übereinstimmen.

## 2. Teil

### Der Kaltlufttropfen vom 27. bis 30. Januar 1947

#### I. Die Großwetterlage

Auf die 1. Kältewelle des Winters 1946/47, die durch den im 1. Teil behandelten Kaltlufttropfen eingeleitet wurde, folgte vom 26. 12. 1946 bis 3. 1. 1947 eine Periode milder Witterung. Hierauf schloß sich ein erneuter Kaltluftvorstoß aus Osten an, der wieder aerologisch mit einem Kaltlufttropfen in Zusammenhang stand. Der Weg dieses Kaltlufttropfens führte jedoch über den polnischen Raum nach dem Baltikum und Süd-Schweden, so daß das aerologisch gut belegte Gebiet Mittel- und West-Europas nicht berührt wurde. Erst in der 3. Kälteperiode, die am 21. 1. nach einer Südwest- bis Westwetterlage einsetzte, wurde Mitteleuropa wieder von einem mächtigen Kaltlufttropfen überquert, der eine Bearbeitung lohnend erscheinen läßt.

Am 25. Januar war die Bodenwetterlage charakterisiert durch eine stationäre Antizyklone mit einem Kerndruck von über 1035 mb über dem Nordteil der Britischen Inseln. Sie hatte durch eine Brücke hohen Druckes über Mittelskandinavien und dem nördlichen Rußland Verbindung mit dem sibirischen Kältehoch. An der Nordflanke dieser Hochdruckzone war eine großzügige Westdrift im Gange, mit der atlantische Störungen über das Eismeer in den nord-sibirischen Raum vordrangen. Eine schwächere Teilstörung durchbrach am 24. 1. die Hochdruckbrücke über Skandinavien und gelangte am 25. 1. bis in die südliche Ostsee. Durch Druckanstieg über dem südskandinavischen Raum kräftigte sich jedoch die Hochdruckbrücke wieder, und das flache Tief über der Ostsee füllte sich rasch auf, ohne für die Weiterentwicklung von Bedeutung zu werden. Sehr lebhaft war dagegen die zyklonale Tätigkeit im Mittelmeer. Das 2. Glied einer Störungsserie hatte sich infolge der starken Temperaturgegensätze zwischen der Saharaluft und der in den Vortagen nach Westeuropa eingeflossenen Kaltluft auf einen Kerndruck von unter 985 mb vertieft und lag am 25. 1. etwa über den Balearen. Unter nur geringer Auffüllung zog die Störung ostwärts und hatte am 27. 1. (Karte 18) den Balkan erreicht. Gleichzeitig schob sich die Hochdruckbrücke langsam nach Süden, während sich ein über der nördlichen Ukraine liegendes Resttief auffüllte, so daß sich zwischen den Mittelmeerstörungen und dem hohen Druck über Skandinavien eine verhältnismäßig kräftige Ostströmung ausbildete. Es stellte sich damit eine ähnliche Lage wie am 15. 12. 46 ein, nur daß das

\*) Inzwischen hat H. P. Schmitz (Meteorol. Rundschau 2, 193, (1946) gezeigt, daß die mit der Lettau'schen Formel errechneten Werte der Vertikalgeschwindigkeit im Mittel zu groß sind, da der zugrunde gelegte Guldberg-Mohn'sche Reibungsansatz insbesondere für Höhen, die der Reibungshöhe nahe kommen, nicht mehr gültig ist. Da jedoch in der obigen Rechnung die Reibungshöhe  $Z$  mit Beträgen von 300 bis 400 m sicher zu niedrig angesetzt wurde, werden sich beide Fehler etwa kompensieren, so daß die gewonnenen Ergebnisse ihre Gültigkeit behalten.

Druckniveau erheblich niedriger lag und die Vorgeschichte wesentlich anders verlaufen war.

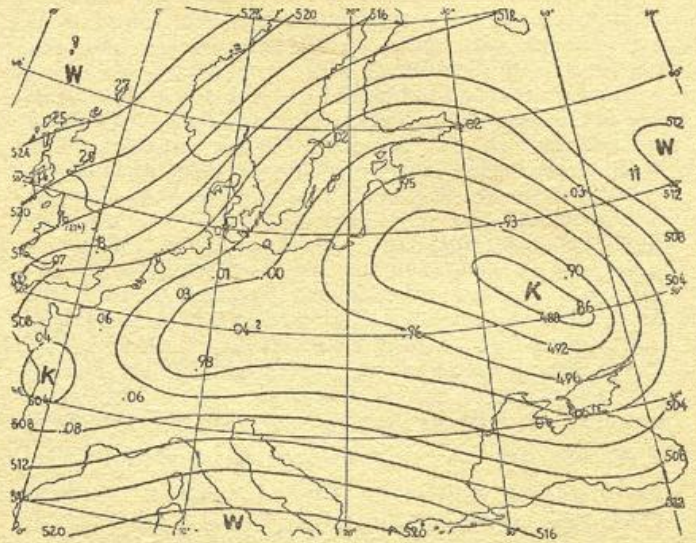
Der ähnlichen Bodenwetterlage entsprechen ähnliche Verhältnisse in den Höhenkarten (Karten 17 und 23 bis 27). Wie in der Zeit vom 13. bis 16. 12. 1946 zog auch vom 25. bis 30. 1. 1947 gemäß der Ostströmung am Boden ein Kaltlufttropfen aus dem Raum der Ukraine über Deutschland hinweg nach Westen und führte hier zu erheblicher Frostverschärfung. So erfuhr die seit dem 21. 1. anhaltende Kälte am 27. und 28. 1. eine Verstärkung, so daß wieder verbreitet Tagesmitteltemperaturen unter  $-10$  Grad auftraten und an verschiedenen Orten die tiefsten Minima des Monats gemessen wurden.

## II. Ursprung und Verlagerung des Kaltlufttropfens

### a. Ursprung

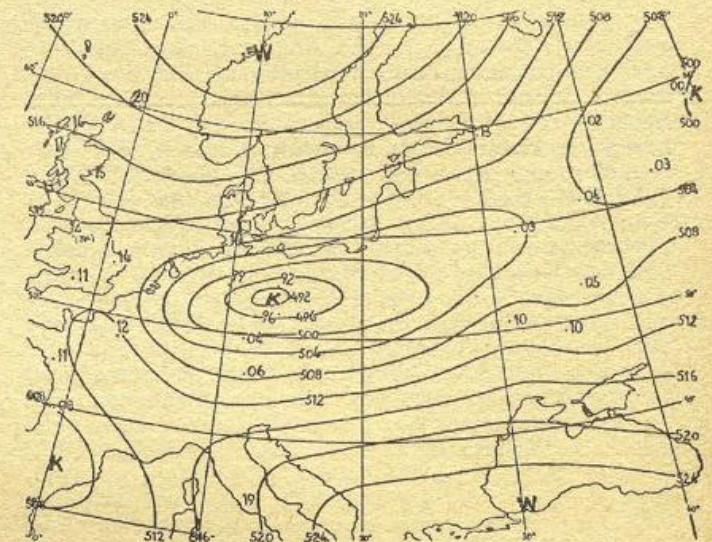
Der russische Raum, der im Januar als Ursprungsgebiet arktischer Kaltluftmassen gelten kann, war schon vor dem 25. 1. zum Teil mit hochreichender Kaltluft angefüllt, die aber in mehrere Zentren aufgeteilt war und keine merkliche Bewegungstendenz zeigte. Im Strömungsbereich eines Tiefs, das vom 24. bis 25. 1. vom Raum der Krim nach Norden gezogen war, kam es zur Konzentration der Kaltluftmassen zu einem mächtigen Kaltlufttropfen, dessen Kern am 25. nahezu mit dem Tiefkern nordöstlich Kiews zusammenfiel. Ein an den Vortagen über den Nordkarpaten gelegener kleinerer Kaltlufttropfen wurde mit in des-

sen System einbezogen und ist am 25. nur noch als Ausläufer erkennbar (Karte 17). Die Auffüllung des Tiefs hält weiter an, bereits am 26. ist es aus dem Bodenisobarenbild verschwunden, und bis zum 27.



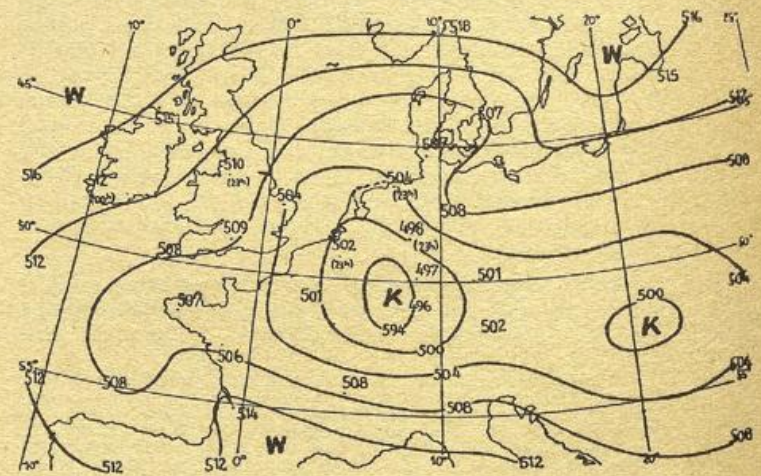
Karte 17

Relative Topographie  $\frac{500}{1000}$  mb vom 25. 1. 1947, 06 Uhr GMT



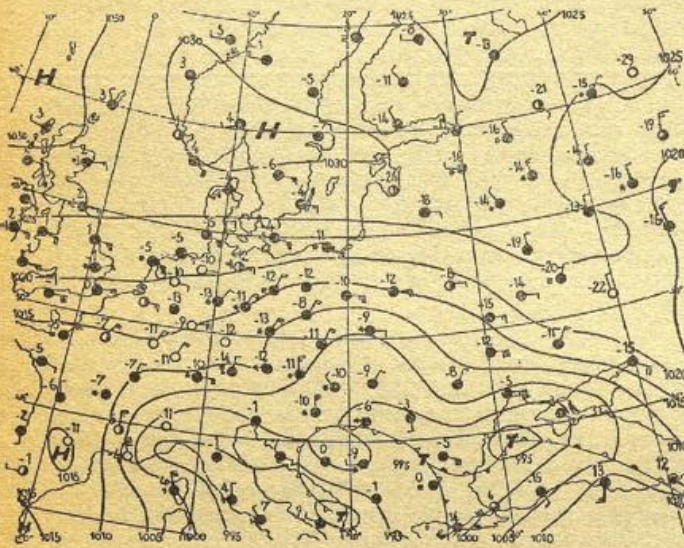
Karte 23

Relative Topographie  $\frac{500}{1000}$  mb vom 27. 1. 1947, 06 Uhr GMT



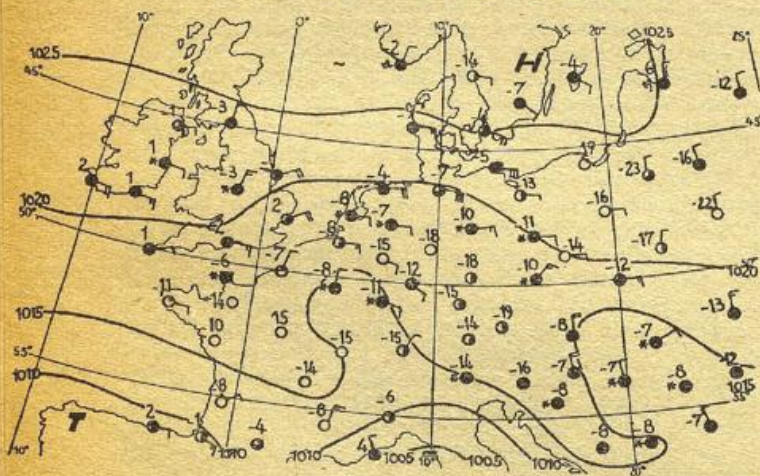
Karte 24

Relative Topographie  $\frac{500}{1000}$  mb vom 28. 1. 1947, 06 Uhr GMT



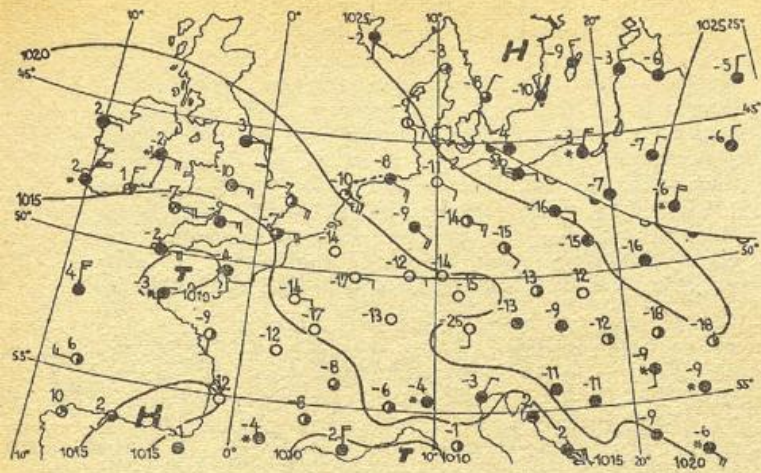
Karte 18

Bodenkarte vom 27. 1. 1947, 06 Uhr GMT

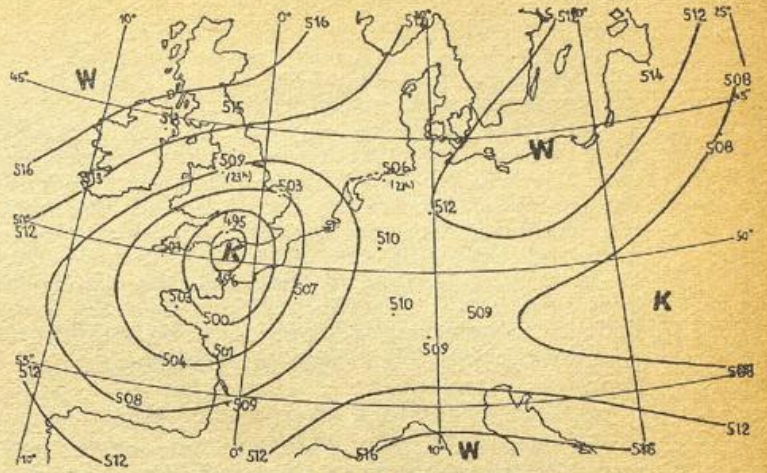


Karte 19

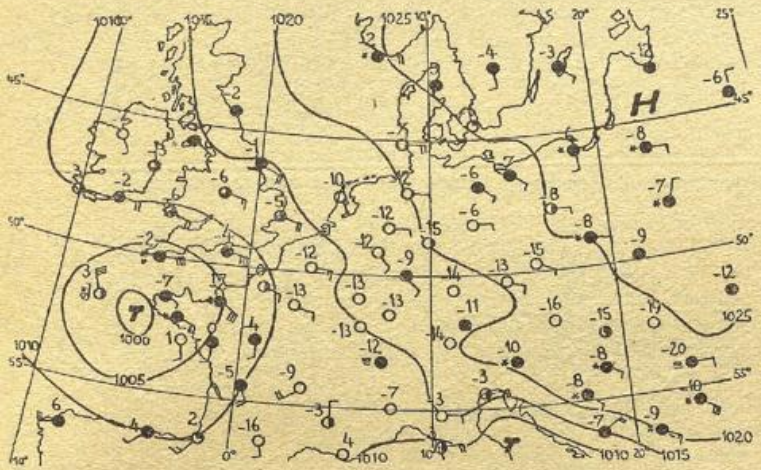
Bodenkarte vom 28. 1. 1947, 06 Uhr GMT



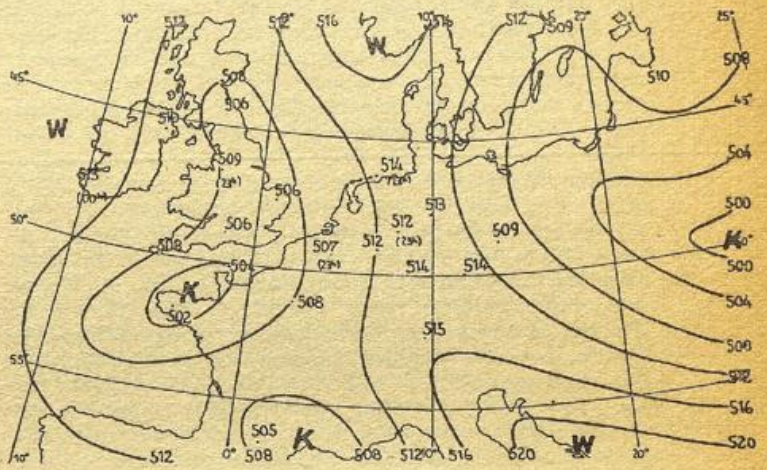
Karte 20  
Bodenkarte vom 29. 1. 1947, 06 Uhr GMT



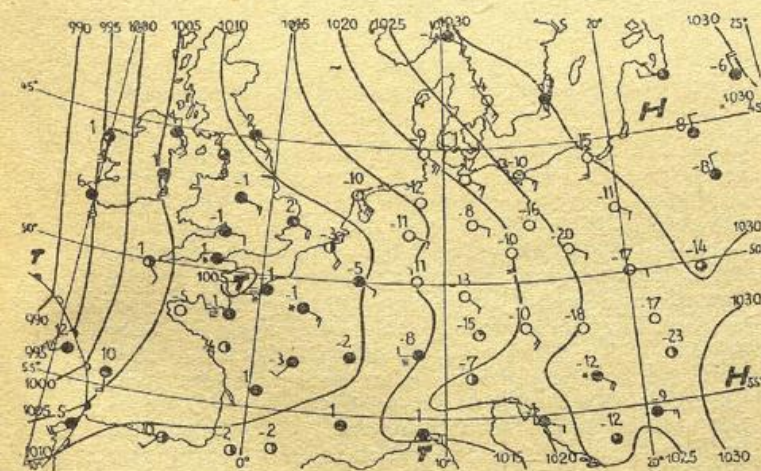
Karte 25  
Relative Topographie  $\frac{500}{1000}$  mb vom 29. 1. 1947, 06 Uhr GMT



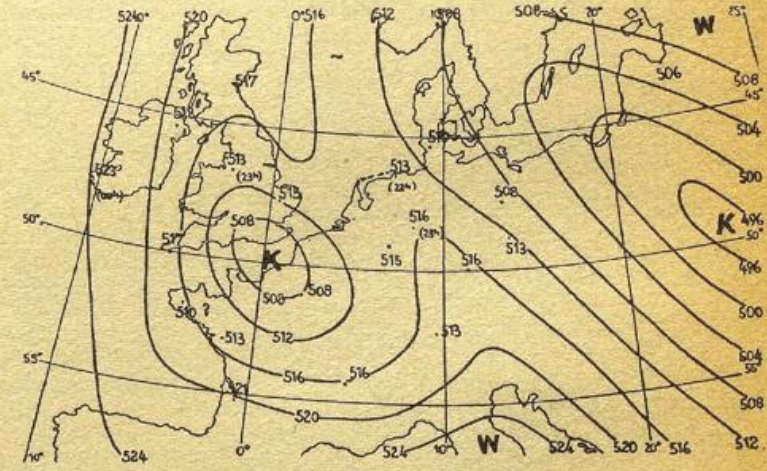
Karte 21  
Bodenkarte vom 30. 1. 1947, 06 Uhr GMT



Karte 26  
Relative Topographie  $\frac{500}{1000}$  mb vom 30. 1. 1947, 06 Uhr GMT



Karte 22  
Bodenkarte vom 1. 2. 1947, 06 Uhr GMT



Karte 27  
Relative Topographie  $\frac{500}{1000}$  mb vom 1. 2. 1947, 06 Uhr GMT

(Karte 18) hat sich die Ostströmung, die durch das ostwärts ziehende Mittelmeertief verursacht wird, bis in den Raum des Tiefs nach Norden vorangeschoben. Von dieser Ostströmung wurde nun der Kaltlufttropfen erfaßt und nach Westen geführt.

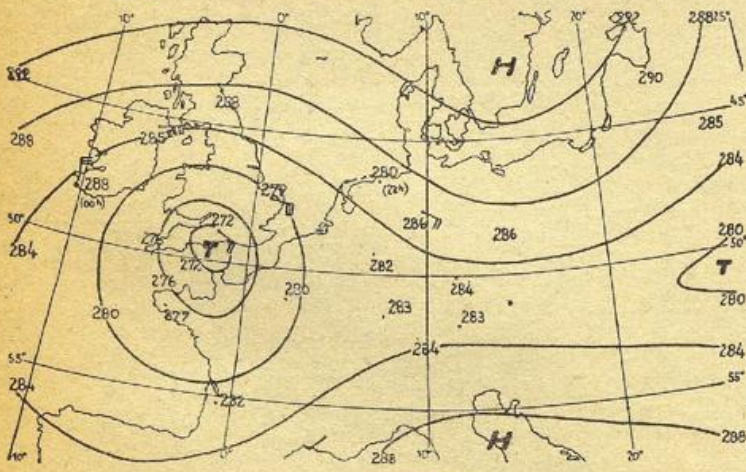
Wir haben damit den Fall vor uns, den Scherhag (10) als normal für die letzte Entwicklungsstufe einer Zyklone bezeichnet: Bei vollkommener Okkludierung und Verwirbelung des Tiefs fällt Höhentief bzw. Kaltlufttropfen und Bodentief praktisch zusammen. Nach Auffüllung des Bodentiefs ist nur noch der Kaltlufttropfen vorhanden, ohne daß sich dieser im Bodenisobarenbild bemerkbar macht. Eine sich ausbildende Bodenströmung unter dem Kaltlufttropfen übernimmt sodann die Steuerung desselben.

b. Verlagerung bis zum 28. 1. 1947

Vor dem 27. 1. war die Bodenströmung im polnisch-westrussischen Raum in Umbildung begriffen, so daß ein Vergleich zwischen Bodenströmung und Verlagerung des Kaltlufttropfens nur schwer möglich ist. Außerdem ist am 26. die Lage des Kerns des Kaltlufttropfens mangels aerologischer Meldungen von Polen nicht so sicher, daß daran eine Geschwindigkeitsbestimmung aufgebaut werden kann. Erstmals am 27. 1. (Karte 23) ist der Kern im Raum südwestlich Berlins gut belegt. Von dieser Lage aus läßt sich die Übereinstimmung zwischen der Richtung des Bodengradientwindes und der Richtung der Verlagerung des Kaltlufttropfens gut verfolgen. 24 Stunden später (Karte 24) befindet sich der Kern über Nordostfrankreich. Die Verlagerungsgeschwindigkeit beträgt damit etwas weniger als 25 km/h, der mittlere Bodengradientwind ergibt sich im gleichen Zeitraum als Mittel über die Breite des Kaltlufttropfens gemessen zu etwa 40 km/h, womit das Verhältnis zwischen beiden Geschwindigkeiten wieder etwa 6:10 beträgt — in guter Übereinstimmung mit dem Ergebnis des 1. Teiles. Allerdings bereitet schon am 28. 1. früh (Karte 19) die Bestimmung des Bodengradientwindes Schwierigkeiten, da über Frankreich eine starke Auflockerung des Bodengradienten und Ausbildung eines Tiefs unter dem Kaltlufttropfen einsetzt. Zur Ablesung der Gradientengeschwindigkeit mußte deshalb eine verhältnismäßig große Druckdifferenz zugrundegelegt werden, damit Isobaren verwendet werden konnten, die auf beiden Seiten des sich in Ausbildung befindlichen Bodentiefs noch etwa geradlinig verliefen.

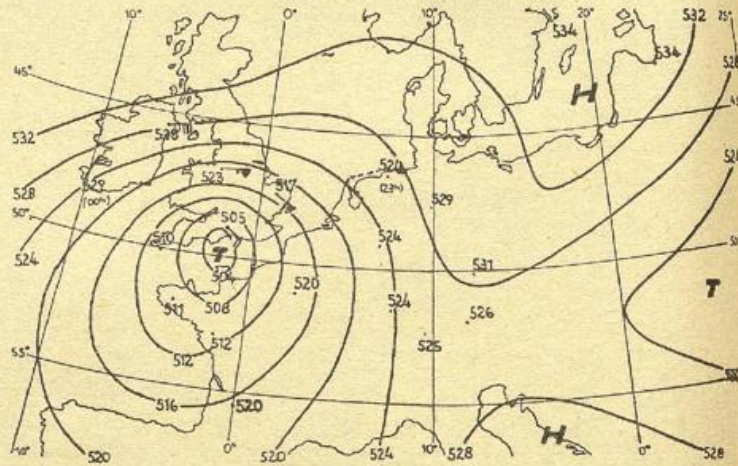
c. Verlagerung nach dem 28. 1. 1947

Nach dem 28. 1. macht die Ausbildung eines Bodentiefs unter dem Kaltlufttropfen weitere Fortschritte; am 29. 1. (Karte 20) liegt das Tief mit einem

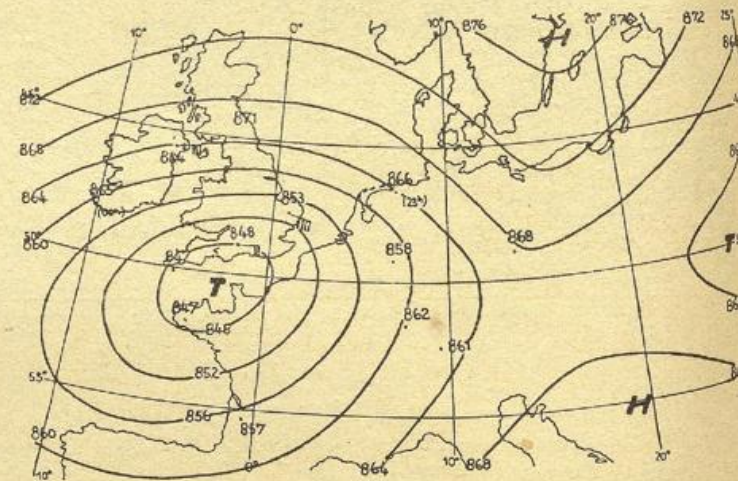


Karte 28  
Absolute Topographie 700 mb vom 29. 1. 1947, 06 Uhr GMT

Kerndruck von unter 1000 mb über dem Kanal. Ein Bodengradientwind ist damit unter dem Kern des Kaltlufttropfens nicht mehr definiert. Somit gibt die Bodenkarte keinen Anhalt mehr für eine weitere Verlagerung, so daß erwartet werden muß, daß dieser nunmehr ortsfest liegen bleibt. Die relative Topographie vom 30. 1. (Karte 26) zeigt jedoch, daß auch nach dem 29. noch eine weitere, wenn auch langsame Verlagerung nach Westen stattgefunden hat. Einen Hinweis auf die Ursache der weiteren Bewegung des Kaltlufttropfens kann vielleicht die absolute Topographie vom 29. 1. (Karte 29) geben. Es fällt bei dieser



Karte 29  
Absolute Topographie 500 mb vom 29. 1. 1947, 06 Uhr GMT



Karte 30  
Absolute Topographie 300 mb vom 29. 1. 1947, 06 Uhr GMT

Karte auf, daß das Höhentief eine ausgesprochen unsymmetrische Form aufweist. Einem sehr scharfen Gradienten an der Nordseite des Höhentiefs, dem gemessene Höhenwinde bis 120 km/h entsprechen, steht ein verhältnismäßig aufgelockerter Gradient an der Südseite gegenüber, der etwa einen Gradientwind von 60 km/h ergibt. Die diesem Bild der Topographie zugrundeliegenden aerologischen Messungen — insbesondere die Höhenwindmessungen — sind dabei in ausreichender Anzahl vorhanden, so daß an der Richtigkeit der Konstruktion der Isohypsen nicht gezweifelt werden kann. Man kann nun — zunächst rein formal — diese unsymmetrische Kreisströmung sich zusammengesetzt denken aus einer reinen Kreisströmung und einer überlagerten geradlinigen Strömung derart, daß an der Nordseite des Tiefs die Ostströmung zusammengesetzt ist aus der Komponente der

Kreisströmung und der gleichgerichteten Komponente der geradlinigen Strömung, während an der Südseite des Tiefs die Komponente der geradlinigen Strömung entgegengesetzt zu der der Kreisströmung ist. Setzt man über dem in Frage kommenden Raum eine etwa gleichförmige geradlinige Strömung voraus, so kann deren Geschwindigkeit als halbe Differenz zwischen der wahren Windgeschwindigkeit an der Süd- und Nordseite des Höhentiefs ermittelt werden. Entsprechend ergibt sich die Geschwindigkeit der reinen Kreisströmung aus dem Mittel zwischen der wahren Windgeschwindigkeit an der Süd- und Nordseite des Tiefs. In unserem Fall kann demzufolge die geradlinige Strömung als halbe Differenz zwischen etwa 120 und 60 km/h mit 30 km/h angenommen werden, wenn man für die Bestimmung die 500-mb-Fläche zugrundelegt. Für die 700-mb- und die 300-mb-Fläche (Karten 28, 30) ergeben sich ähnliche Verhältnisse: In 700 mb Höhe stehen 80 km/h Windgeschwindigkeit an der Nordseite einem Gradientwind von etwa 40 km/h an der Südseite gegenüber, in 300 mb Höhe sind es 120 gegenüber 60, wobei die von der Nordseite vorliegenden Windmessungen etwas niedrigere Geschwindigkeiten als der Gradient angeben. Aus allen 3 Höhen ergibt sich somit eine überlagerte geradlinige Strömung von 20–30 km/h. Die Verlagerungsgeschwindigkeit des Höhentiefs beträgt vom 28. bis 29. 1. etwa 20 km/h und nimmt bis zum 30. auf etwa 15 km/h ab. Wenn auch die gewisse Unsicherheit beider Geschwindigkeitsbestimmungen — vor allem wegen des geringen Weges des Höhentiefs — die Ableitung eines genauen Verhältnisses zwischen beiden nicht zuläßt, so fällt doch auf, daß dieses wieder bei etwa 2:3 liegt, also etwa bei dem Verhältnis, das sich aus Verlagerungsgeschwindigkeit und Bodengradientwind ergab.

Damit taucht die Frage auf, ob die zunächst rein formal durchgeführte Trennung der beiden Strömungsanteile einen physikalischen Sinn hat, und ob daraus ein Zusammenhang mit der üblichen Verlagerungsregel, die den Bodengradientwind benutzt, hergestellt werden kann. Dazu sei folgende Überlegung angestellt:

Das Höhendruckfeld wird bestimmt durch das Bodendruckfeld und das Temperaturfeld der zwischenliegenden Schicht. Wenn — wie in unserem Fall — die Bodendruckverteilung im Verhältnis zur Höhendruckverteilung sehr flach ist, so kann mit großer Näherung das Höhendruckfeld als allein durch das Temperaturfeld der zwischenliegenden Schicht bestimmt angesehen werden. Eine Zerlegung des Höhendruckfeldes in einzelne Komponenten ist daher gleichbedeutend mit einer Zerlegung des Temperaturfeldes. Die rein kreisförmige Strömung entspricht so dem eigentlichen Kaltlufttropfen, die überlagerte geradlinige Strömung ist aber gleichbedeutend mit einem großräumigen Temperaturgefälle, das dann allein für die Verlagerung des Kaltlufttropfens maßgebend ist. Wir kommen damit wieder auf die Gedankengänge Raethjens (11) zurück, die schon im 1. Teil (s. S. 6) erwähnt wurden. Die „Gleichgewichtsdrift der Großwetterlage“, die Raethjen als allein für die Verlagerung des Kaltlufttropfens maßgebend ansieht, wird nur bestimmt vom unsymmetrischen Anteil des Temperaturfeldes der Großwetterlage. Die Schwierigkeit liegt nur darin, den unsymmetrischen Anteil des Temperaturfeldes quantitativ zu erfassen. Im allgemeinen wird, wie Raethjen ausführt, die Bodenströmung mit der Gleichgewichtsdrift übereinstimmen. Ist dies jedoch nicht der Fall, oder ist die Bodendruckverteilung sehr flach und es hat sich ein kleiner Tiefkern unter dem Kaltlufttropfen ausgebildet, so können aus der Bodendruckkarte keine Schlüsse auf die Verlagerung des Kaltlufttropfens gezogen werden. Nur selten — wie in unserem Fall — wird es dann möglich sein, bei sehr gutem und reichhaltigem aerologischem Material

die Zerlegung des Höhendruckfeldes bzw. des troposphärischen Temperaturfeldes durchzuführen. Immerhin geht aus dieser Betrachtung hervor, daß die Auffassung der Steuerung von Kaltlufttropfen als „Mitschwimmen in der Gleichgewichtsdrift der Großwetterlage“ auch in den Fällen zu Ergebnissen führen kann, in denen die Regel der Steuerung durch das Bodendruckfeld versagt.

### III. Aufbau des Kaltlufttropfens

#### 1. Der Aufbau des wandernden Kaltlufttropfens

##### a. Das Temperaturfeld

Zur Darstellung des Aufbaues des Kaltlufttropfens werden im wesentlichen dieselben Wege besprochen, wie im ersten Teil. Zunächst soll ein zeitlicher Schnitt von Jever vom 26. 1., 23.00 Uhr bis 28. 1., 23.00 Uhr (Abb. 8) besprochen werden, bei dem wieder die Aufstiege von Husum mitverwendet wurden. Die zeitliche Verschiebung der Husumer Aufstiege beträgt wegen der geringen Verlagerungsgeschwindigkeit von 25 km/h nur etwa 5 Stunden. Zu bemerken ist, daß die verwendeten Aufstiegsstationen mit fast 300 km verhältnismäßig weit vom Kern des Kaltlufttropfens entfernt liegen. Sie wurden aber trotzdem benützt, da alle aus dem in Frage kommenden Zeitintervall vorliegenden Aufstiege ausnahmslos sehr hoch reichen und so die Zeichnung der Schnitte bis zu 100 mb Höhe ermöglichen. Alle näher am Kern des Kaltlufttropfens durchgeführten Aufstiege haben diese Höhen bei weitem nicht erreicht. Als Begrenzungsaufstiege wurden die vom 26. 1., 23.00 Uhr und 28. 1., 23.00 Uhr wieder deshalb ausgewählt, weil sie jeweils außerhalb der äußeren geschlossenen Isohypse der relativen Topographie 500/1000 mb liegen. Für die Darstellung gelten dieselben Einschränkungen wie bei der entsprechenden im 1. Teil, insbesondere die, daß wegen des nicht unerheblichen Abstandes der Schnittlinie vom Kern des Kaltlufttropfens die Abkühlungsbeträge gegenüber dem Mittel der Begrenzungsaufstiege zu gering sein werden. Wie der Schnitt zeigt, liegt das Gebiet der stärksten Abkühlung in etwa 700 mb Höhe mit einem Betrag von über 8 Grad. Die Größe der Abweichung dieses Abkühlungsbetrages gegenüber der wahren maximalen Abkühlung im Kern des Kaltlufttropfens läßt sich mit Hilfe der relativen Topographien abschätzen. Der kälteste Aufstieg im betrachteten zeitlichen Schnitt ist der 17-Uhr-Aufstieg vom 27. 1., er hat eine Höhe der relativen Topographie 500/1000 mb von 5020 gdm. Am 28. früh zeigt die relative Topographie im Kern des Kaltlufttropfens einen Wert von 4940 gdm. Die Differenz von 80 gdm entspricht einem Unterschied in der Mitteltemperatur von 4 Grad. Im Kern des Kaltlufttropfens kann man somit eine um 4 Grad größere maximale Abkühlung, also etwa 12 Grad, ansetzen, sofern man annimmt, daß der vertikale Aufbau im Kern des Kaltlufttropfens ähnlich wie der des Aufstiegs von Jever vom 27. 1. 47 ist. (Der Aufstieg von Straßburg vom 27. 1. früh — der kälteste aus dem Kerngebiet des Kaltlufttropfens — liegt leider nicht ausführlich vor). Damit zeigt der Kaltlufttropfen nicht nur in der Höhenlage, sondern auch im Betrag der stärksten Abkühlung ähnliche Verhältnisse wie der vom 15. 12. 46 (vergl. Abb. 2 u. 3). Auch in der Lage der Unter- und Obergrenze ist die Ähnlichkeit festzustellen. Es ist wieder auffallend, daß in Bodennähe keine Abkühlung eintritt, erst oberhalb 850 mb erreicht diese 2 Grad, um dann schnell anzuwachsen. Zum Teil ist diese Erscheinung natürlich bedingt durch den vertikalen Aufbau der als normal angesehenen Begrenzungsaufstiege. Diese zeigen nämlich eine Inversion in etwa 850 mb, die die außerhalb des Bereichs des Kaltlufttropfens vorhandene bodennahe Kaltluftschicht von der darüber liegenden wärmeren

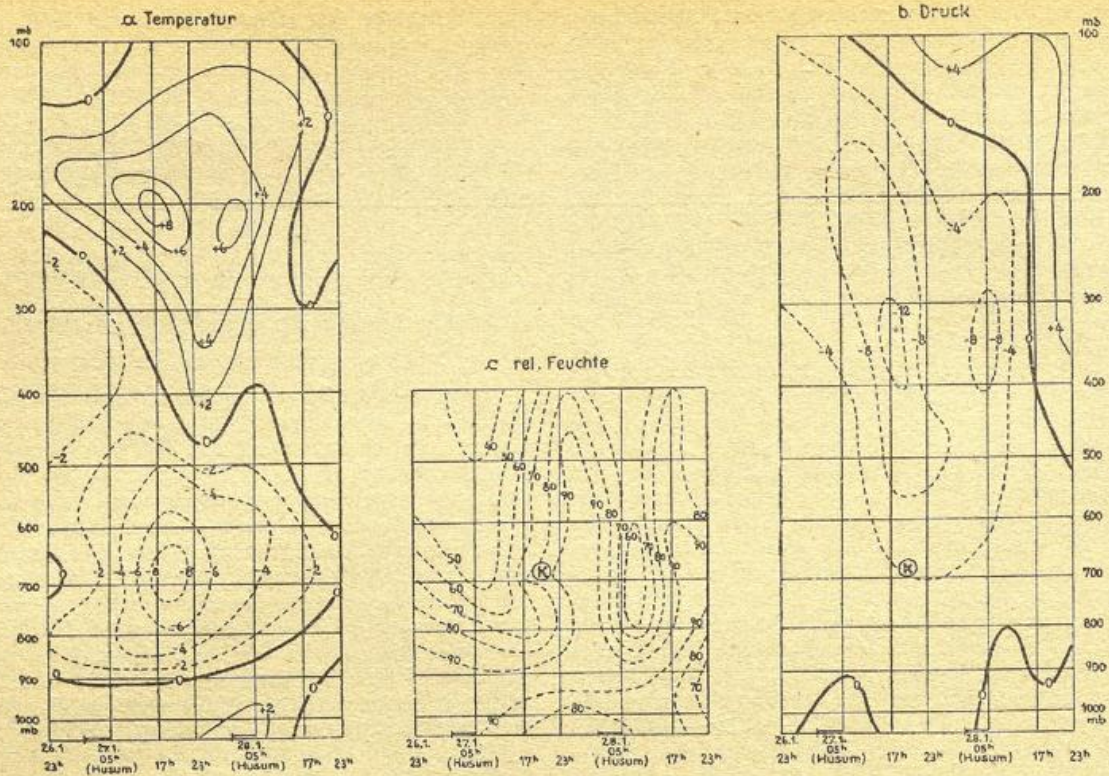


Abb. 8:  
Schnitt Jever vom 26. 1. 1947, 23 Uhr GMT bis 28. 1. 1947, 23 Uhr GMT

Luftmasse abgrenzt. Dieser Aufbau ist jedoch als normal für winterliche antizyklonale Lagen anzusehen, so daß das Ergebnis der Darstellung in seiner Bedeutung als Abweichung vom Normalzustand der Umgebung bzw. vom zeitlichen Normalzustand dadurch nicht gefälscht wird. Auch die Temperaturverteilung in der Bodenkarte vom 28. 1. (Karte 19) zeigt, daß sich der Kaltlufttropfen nicht wesentlich gegenüber der weiteren Umgebung heraushebt, denn von Westfrankreich bis in den polnischen Raum hinein liegen die Temperaturen abgesehen von den Küstengebieten zwischen  $-10$  und  $-20$  Grad.

Die Obergrenze der Abkühlung liegt im Kern des Kaltlufttropfens schon zwischen 500 und 400 mb. Die darüber beginnende Erwärmung erreicht in 200 mb mit 8 Grad ähnliche Beträge wie die Abkühlung. Bemerkenswert ist jedoch, daß im Gegensatz zu den Verhältnissen des Kaltlufttropfens vom 15. 12. 1946 die Erwärmung bis in größte Höhen reicht, wenn auch der Betrag oberhalb 200 mb schnell abnimmt. Offenbar herrschen in diesem Fall durchaus normale Verhältnisse mit nahezu sich vollständig kompensierenden Temperaturänderungen in Troposphäre und unterer Stratosphäre.

In entsprechender Weise wie für den Kaltlufttropfen vom 15. 12. 1946 wurde der vertikale Aufbau im Kern des Kaltlufttropfens gesondert untersucht. Es wurden dazu wieder aus allen aus dem Kerngebiet vorliegenden Aufstiegen ein Mittel gebildet. Verwendet wurden dafür alle Aufstiege vom 27. und 28. 1., deren Höhe der relativen Topographie 500/1000 mb weniger als 5000 gdm betrug, womit der Auswahl nicht zu weite Grenzen gesetzt wurden. Die Aufstiege zeigen wieder einen durchaus ähnlichen Verlauf, so daß eine Mittelbildung nur kleinere Zufälligkeiten verwischen und dafür die gemeinsamen Züge hervortreten lassen kann. Der Mittelaufstieg (Abb. 9) weist in Übereinstimmung mit dem vom 15. 12. 1946 das Fehlen einer ausgeprägten Tropopause auf, die auch in allen verwendeten Einzelaufstiegen auftrat. Lediglich eine Verringerung des vertikalen Temperaturgradienten

von 0,5 Grad/100 m auf 0,2 Grad/100 m und 0,1 Grad/100 m deutet das Vorhandensein einer Tropopause an, jedoch hält die Temperaturabnahme mit der Höhe bis in die größten erreichten Höhen an. Allerdings werden in diesem Fall bei weitem nicht die tiefen Stratosphärentemperaturen vom 15. 12. 1946 erreicht. Mit  $-54$  Grad liegt die Temperatur in 100 mb Höhe immer noch etwas höher als dem klimatologischen Mittelwert wahrscheinlich entspricht, wie es der Vergleich

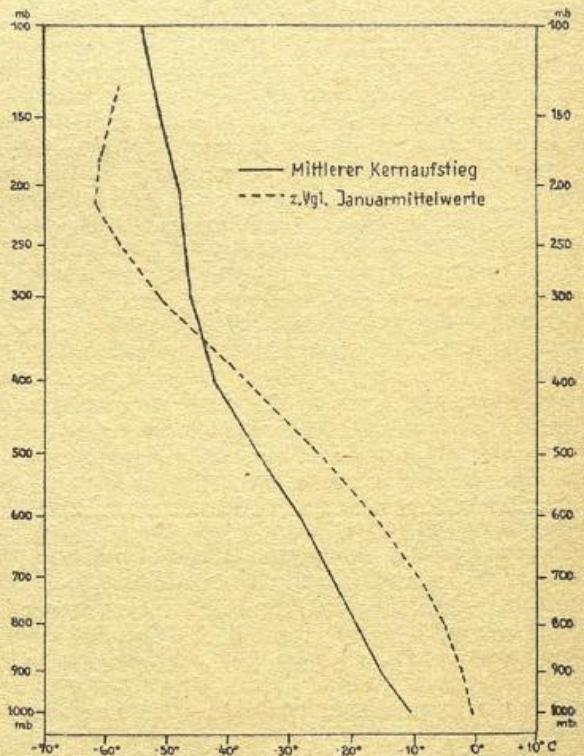


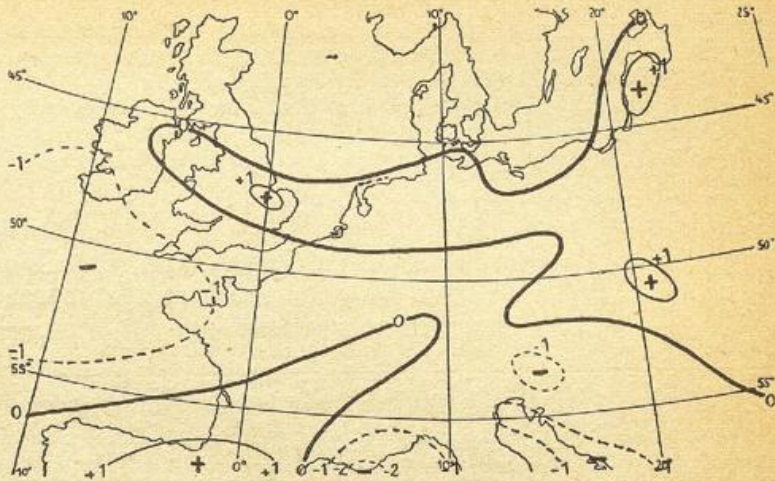
Abb. 9:  
Mittelaufstieg im Kern des Kaltlufttropfens

mit dem Januarmittel der Temperatur ergibt, das nur bis 14 km Höhe vorliegt. Der Vergleich zeigt weiter, daß die Temperaturabweichungen der Troposphäre und der unteren Stratosphäre sich mit maximal 14 Grad gut entsprechen, womit das Ergebnis des Schnittes von Jever bestätigt wird.

b. Das Druckfeld

Der Druckaufbau in der Vertikalen (Abb. 8b) folgt zwangsläufig aus der vertikalen Temperaturverteilung. So tritt in der Schnittdarstellung die größte negative Höhenabweichung der Isobarenflächen mit mehr als 12 dyn. Dekameter in der Höhe auf, in der die gegenläufige Temperaturänderung einsetzt. Darüber nimmt die Höhenabweichung in dem Maße ab, wie die Temperaturweichung positive Werte annimmt. Wegen der starken Temperaturzunahme in der unteren Stratosphäre tritt bereits in 100 mb Höhe nahezu vollständige Kompensation ein. In der 100-mb-Fläche, deren Topographie sich mangels genügend hochreichender Aufstiege nicht zeichnen läßt, würde also bereits kein Höhentief mehr in Erscheinung treten.

Im Bodendruckfeld ist am 27. 1., 06 Uhr (Karte 25) wieder wie beim Kaltlufttropfen vom 15. 12. 46 kein Anzeichen dafür vorhanden, daß zu dieser Zeit ein mächtiger Kaltlufttropfen sich im Raume südwestlich Berlins befindet. Es zeigt innerhalb des sonst fast geradlinigen ostwestlichen Isobarenverlaufs lediglich über Ostdeutschland bzw. Westpolen eine geringe zyklonale Krümmung. Die 3-stündigen Drucktendenzen vom gleichen Zeitpunkt (Karte 31) ergeben ausgedehnten



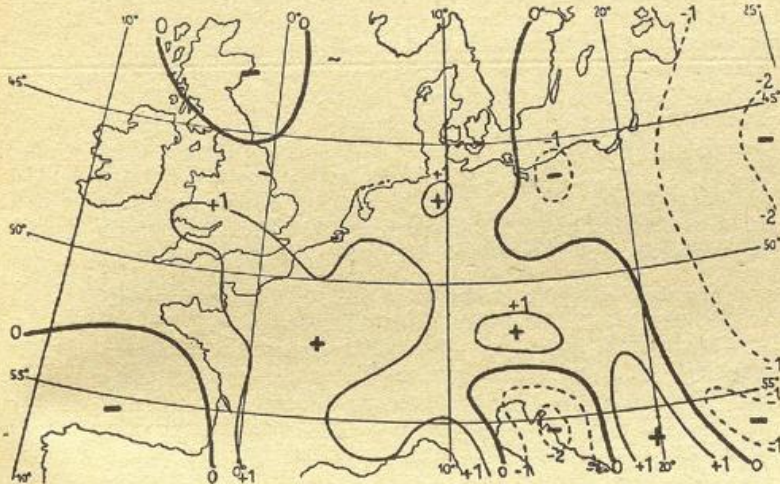
Karte 33  
3-stündige Luftdruckänderung vom 29. 1. 1947, 06 Uhr GMT

Druckanstieg über Frankreich, dem Südtteil der Britischen Inseln und Deutschland, der schon wegen seiner Ausdehnung nach Westen kaum mit dem Kaltlufttropfen in Verbindung gebracht werden kann. Auf fallender ist dagegen, daß über Ostdeutschland und Westpolen leichter Druckfall folgt. Die O-Isallobare verläuft in nordsüdlicher Richtung etwa durch den Raum von Berlin. Das Zusammenfallen der O-Isallobare mit dem Kern des Kaltlufttropfens legt die Vermutung nahe, daß darin ein ursächlicher Zusammenhang besteht. Es sei hier daran erinnert, daß bereits im 1. Teil am 15. 12., 06 Uhr (Karte 9) ein schwaches Druckfallgebiet dem Kern des Kaltlufttropfens unmittelbar folgte. Sowohl dort als auch hier am 27. 1. sind jedoch die Druckänderungen so gering, daß keine wesentliche Verformung des Bodendruckfeldes eintritt. Wir können also auch hier wieder feststellen, daß trotz der beträchtlichen Abkühlung in der Troposphäre über die gesamte Atmosphäre gesehen gut kompen sierte Temperaturverhältnisse herrschen.

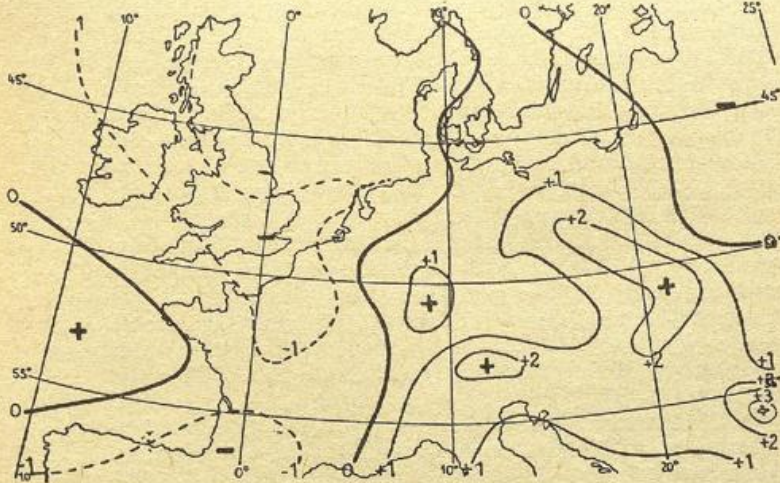
c. Das Feuchte- und Bewölkungsfeld

Im Feuchteschnitt (Abb 8c) fällt wieder die unsymmetrische Verteilung der relativen Feuchte gegenüber dem Gebiet der stärksten Abkühlung auf. Das Gebiet der stärksten Abkühlung fällt gerade mit der stärksten Drängung der Linien gleicher relativer Feuchte zusammen, während davor geringe Feuchte, dahinter hohe Feuchte sich anschließt. Das Gebiet hoher Feuchte ist allerdings verhältnismäßig schmal, schon der Fröh-aufstieg von Husum vom 28. 1. zeigt in mittleren Schichten wieder Abtrocknung bis unter 60 Prozent. Es ist jedoch möglich, daß in diesem Fall die räumliche Entfernung zwischen Husum und Jever eine größere Rolle spielt als bei den Temperaturverhältnissen; denn Husum ist dem Kern des Hochs näher gelegen als Jever und kann infolgedessen etwas geringere Feuchten als Jever zur gleichen Zeit haben. Für diese Auffassung spricht, daß noch der 17-Uhr- und 23-Uhr-Aufstieg von Jever vom gleichen Tag sehr hohe Feuchten aufweisen. Zu bemerken ist, daß in den unteren Schichten bis etwa zum 850-mb-Niveau während des ganzen Zeitraumes verhältnismäßig hohe Feuchten überwiegen. Dies wird vor allem bedingt sein durch die Küstennähe der Stationen; mit Ostnordost-Winden wird hier Luft zugeführt, die sich über der Nord-bzw. Ostsee mit Feuchtigkeit anreichern konnte.

Demzufolge sind auch die sich aus dem Schnitt ergebenden Feuchteänderungen im Wetterablauf der küstennahen Stationen wenig ausgeprägt. Wie die Bodenkarte vom 27. 1. (Karte 18) zeigt, herrscht wohl westlich des zu dieser Zeit im Raume südwestlich von Berlin liegenden Kaltlufttropfens gebietsweise heiteres



Karte 31  
3-stündige Luftdruckänderung vom 27. 1. 1947, 06 Uhr GMT



Karte 32  
3-stündige Druckänderungen vom 28. 1. 1947, 06 Uhr GMT

Wetter, jedoch wird die Ausbildung eines größeren wolkenlosen Gebietes durch verschiedene Einflüsse — Stau in Küstennähe und an den Mittelgebirgen sowie Bildung von Hochnebel in Tallagen — verhindert. Trotzdem tritt aber die im ersten Teil als typisch erkannte unsymmetrische Verteilung der Wettererscheinungen

auch in diesem Fall klar zutage. So läßt sich an zahlreichen Stationen die Bewölkungszunahme und das Einsetzen von Niederschlägen mit Durchzug des Kaltlufttropfens verfolgen, wie nachstehende Tabelle zeigt:

**Tabelle 1**  
Wetterablauf an einigen ausgewählten Stationen Nordwest- und Süddeutschlands vom 27. 1. 1947 00 Uhr bis 28. 1. 1947 00 Uhr:

	27. 1. 47 00 Uhr	06 Uhr	12 Uhr	18 Uhr	28. 1. 47 00 Uhr
Hannover	heiter	wolkenlos	wolkig	mäßiger Schneefall	leichter Schneefall
Braunschweig	nach Schneefall	heiter	leichter Schneefall	mäßiger Schneefall	mäßiger Schneefall
Bramsche	wolkenlos	wolkenlos	wolkig	leichter Schneefall	leichter Schneefall
Frankfurt	wolkenlos	wolkenlos	bedeckt	leichter Schneefall	wolkig
Mannheim	wolkenlos	wolkenlos	fast bedeckt	mäßiger Schneefall	bedeckt
Nürnberg	heiter	wolkenlos	leichter Schneefall	leichter Schneefall	wolkenlos

In der Tabelle wurden möglichst freiliegende Stationen ausgewählt, damit der Wetterablauf ungestört vor sich gehen konnte. Stationen in Küstennähe, in Tallagen oder in Gebirgsnähe wurden deshalb vermieden. Es zeigt sich, daß bei allen Stationen nach heiterem bis wolkenlosem Wetter am 27. 1. im Laufe des Tages Bewölkungszunahme eintritt und — meist zum 18-Uhr-Termin — Schneefall einsetzt. Die beiden Stationen Braunschweig und Nürnberg, die schon um 12 Uhr Schneefall melden, sind am weitesten im Osten gelegen, sie wurden deshalb früher vom Schneefallgebiet erfaßt. Der Kern des Kaltlufttropfens lag am 27. 1. früh südwestlich Berlin (Karte 23) und befindet sich am 28. früh über Nordostfrankreich (Karte 24); am 27. 18 Uhr muß er etwa über dem Hessischen Bergland gelegen haben. Der Schneefall setzt also annähernd gleichzeitig mit dem Vorüberziehen des Kerns des Kaltlufttropfens ein und hält dann längere Zeit vor allem in Norddeutschland an, während in Süddeutschland sich schon eher wieder Bewölkungsauflockerung durchsetzt. Damit ist gezeigt, daß auch bei diesem Kaltlufttropfen die unsymmetrische Verteilung der Wettererscheinungen, das heitere Wetter auf der Vorderseite und das bewölkte Wetter mit Niederschlägen auf der Rückseite, auftritt.

## 2. Der Aufbau des stationären Kaltlufttropfens.

### a. Das Temperaturfeld.

Nachdem bisher gezeigt wurde, daß der Aufbau des Kaltlufttropfens während seiner Verlagerung in den wesentlichen Zügen durchaus dem des im 1. Teil behandelten Kaltlufttropfens vom 15. 12. 46 entspricht, soll nun untersucht werden, ob sich in dem Stadium der Entwicklung, in dem sich ein Bodentief unter ihm ausbildet und er allmählich stationär wird, merkliche Veränderungen im Aufbau nachweisen lassen.

Für die Darstellung eignet sich die Lage vom 29. 1. am besten, weil zu dieser Zeit der Kaltlufttropfen gerade über dem aerologisch gut belegten südeinglichen Raum gelegen ist (Karte 25). Die Verlagerung ist mit 15 km/h gerade noch groß genug, daß ein zeitlicher Schnitt gezeichnet werden kann, wobei sich der sechsstündige Abstand der südeinglichen Aufstiege beson-

ders günstig auswirkt. Bis zum 30. 1 (Karte 26) gelangt der Kaltlufttropfen bereits zum westlichen Kanalausgang und ist dann nicht mehr vollständig aerologisch erfaßt, so daß zu dem Zeitpunkt, in dem praktisch keine Verlagerung mehr stattfindet, keine gesicherte Darstellung des vertikalen Aufbaus mehr gegeben werden kann. Es ist aber wohl erlaubt, den Aufbau vom 29. auch als repräsentativ für den stationären Kaltlufttropfen anzusehen, denn bereits zu dieser Zeit hat er die Eigenschaften des wandernden Kaltlufttropfens vollständig verloren, wie noch gezeigt werden wird.

Für den zeitlichen Schnitt (Abb. 10) wurde die südeingliche Aufstiegsstation Larkhill ausgewählt, da sie am 29. 1. dem Kern des Kaltlufttropfens am nächsten gelegen ist. Alle vom benutzten Zeitraum vorliegenden Aufstiege reichen genügend hoch, so daß der Schnitt wieder bis 100 mb Höhe ausgedehnt werden konnte. Die Darstellung des Temperaturaufbaus (Abb. 10a) ergibt ein Bild, das dem des Schnittes von Jever durchaus ähnlich ist. Die maximale Abkühlung von über 10 Grad tritt zwischen 700 und 600 mb Höhe auf. Die gegenläufige Temperaturänderung beginnt bereits wieder dicht oberhalb 500 mb und erreicht bereits in 300 mb Höhe ihre größten Werte mit Beträgen über 8 Grad, die also wieder von der gleichen Größenordnung sind wie die Abkühlungsbeträge. Die etwas niedrigere Lage des Erwärmungsmaximums gegenüber Jever dürfte keine weitere Bedeutung haben, da dabei wieder das als normal für die Umgebung angenommene Mittel der den Schnitt begrenzenden Aufstiege von ausschlaggebender Bedeutung ist. Dies wirkt sich ebenfalls in den bodennahen Schichten aus: Über dem Festlandsraum, für das Jever noch repräsentativ war, gingen in den untersten 1000 m praktisch keine Temperaturänderungen vor sich, da die bodennahe Kaltluftschicht auch außerhalb des Bereichs des Kaltlufttropfens vorhanden war. Über Südeingland dagegen konnte sich wegen des maritimen Einflusses keine Kaltluftschicht außerhalb des Kaltlufttropfens ausbilden und erhalten, infolgedessen reicht in der Schnittdarstellung die Temperaturabnahme mit allerdings nur geringen Beträgen bis zum Boden, wobei sogar noch ein geringer Tagesgang beteiligt sein kann, da die Abkühlung vorwiegend in der zweiten Nachthälfte erfolgt.

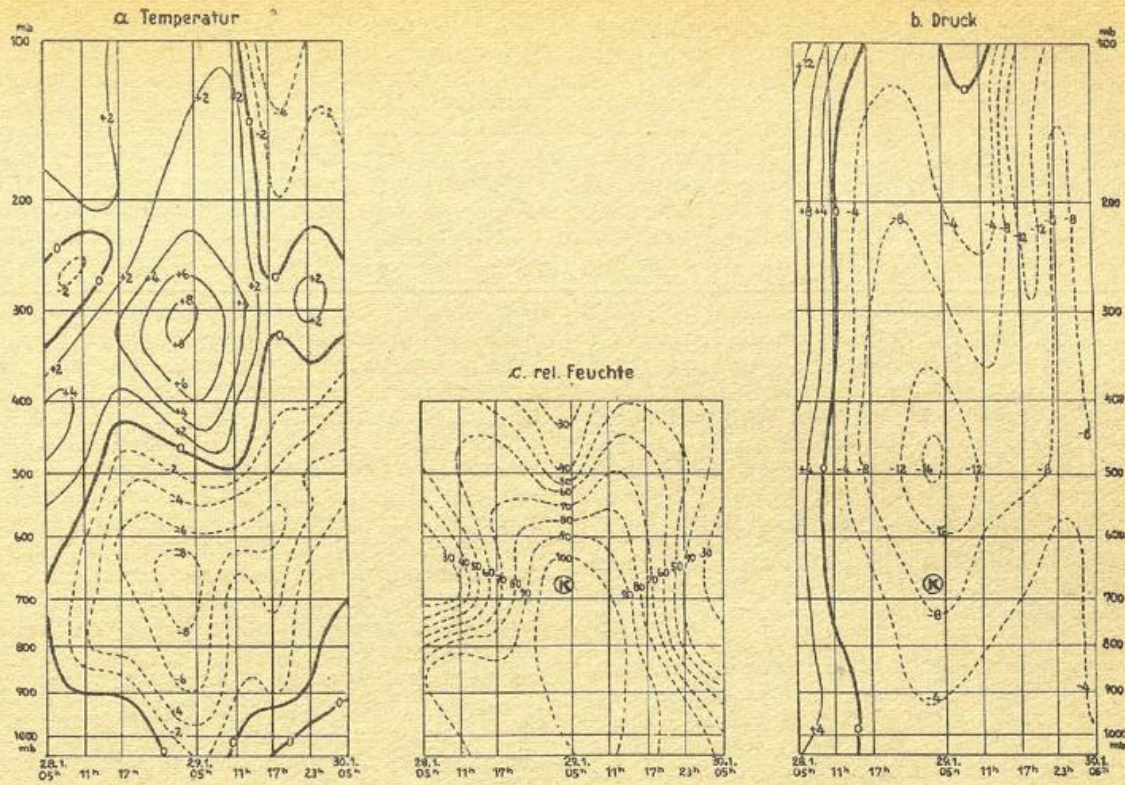


Abb. 10:  
Schnitt Larkhill vom 28. 1. 1947, 05 Uhr GMT bis 30. 1. 1947, 05 Uhr GMT

Trotz dieser in Einzelheiten auftretenden Abweichungen von den Verhältnissen während der Wanderung des Kaltlufttropfens sind in den großen Zügen keine wesentlichen Unterschiede in dieser Darstellung zu finden. Damit können wir feststellen, daß die Temperaturverhältnisse in diesem Entwicklungsstadium des Kaltlufttropfens noch im wesentlichen dieselben sind wie im Stadium der raschen Verlagerung in der geradlinigen Grundströmung.

b. Das Druckfeld.

In der Darstellung der Höhenabweichungen der isobaren Flächen vom Mittel der Umgebung über Larkhill (Abb. 10b) fällt wieder die maximale Abweichung gut mit dem Beginn der gegenläufigen Temperaturänderung zusammen. Der Maximalbetrag liegt mit etwa 160 gdm etwas über dem entsprechenden Betrag des Schnittes von Jever wegen der etwas größeren Temperaturänderung über Larkhill. Die Abnahme der Abweichung mit der Höhe tritt auch hier wieder deutlich in Erscheinung, wenn auch in diesem Fall ein allgemeiner Druckfall überlagert ist, der bereits am Boden auftritt, an der Obergrenze des Schnittes aber noch größere Beträge erreicht. Da es sich dabei um einen Druckfall an einem festen Ort handelt, können daraus noch keine direkten Schlüsse auf die Entwicklung des Kaltlufttropfens gezogen werden. Dazu ist vielmehr eine Betrachtung des individuellen Druckverlaufs im Kern des Kaltlufttropfens erforderlich, die erst in einem späteren Abschnitt angestellt werden soll.

Im Gegensatz zum Temperaturfeld, das am 29. noch ähnlich wie am 27. und 28. aufgebaut war, zeigt das Bodendruckfeld größere Veränderungen in dieser Zeit. Wie mehrfach erwähnt, beginnt bereits am 28. früh (Karte 19) die Ausbildung eines zyklonalen Isobaren-sackes unter dem Kaltlufttropfen, der bis zum 29. früh (Karte 20) sich zu einem abgeschlossenen Tiefkern entwickelt. Dabei fällt der Bodendruck unter dem Kern des Kaltlufttropfens in diesen 24 Stunden um etwa 5 mb und vom 29. zum 30. um weitere 10 mb (Karte 21).

Das Bodentief liegt am 30. früh mit einem Kerndruck von 1000 mb dicht westlich der Bretagne.

Von Interesse ist das Verhalten der dreistündigen Druckänderungen während dieser Entwicklung. Noch am 27. 1. (Karte 31), als sich der Kern über Norddeutschland befand, herrschte auf seiner Vorderseite großräumiger Druckanstieg, der große Teile Westeuropas überdeckte und dessen östliche Begrenzung durch den Kern des Kaltlufttropfens verlief. Dieses Bild wandelt sich bis zum 28. (Karte 32) grundlegend. Der Druckfall, der bisher auf den Raum der Rückseite beschränkt war, erscheint jetzt nur auf der Vorderseite, im Betrag nur wenig angewachsen. Entsprechend ist der Druckanstieg — auch leicht verstärkt — nur auf der Rückseite anzutreffen. Auffallend ist wieder, daß der Kern des Kaltlufttropfens etwa auf der Null-Isallobare liegt. Man gewinnt den Eindruck, daß das Druckfallgebiet, das ursprünglich dem Kaltlufttropfen folgte, vom 27. zum 28. das Kerngebiet überholte und auf der Vorderseite sich zu verstärken beginnt. In diesem Zeitpunkt ist die Anordnung der Fall- und Steiggebiete genau die einer wandernden Zyklone, bei der auch die Null-Isallobare etwa durch den Kern verläuft, wenn keine stärkere Vertiefung oder Auffüllung stattfindet. Bis zum 29. (Karte 33) hat das Fallgebiet mit allerdings nur geringen Beträgen auf das Kerngebiet übergegriffen, damit setzt die erwähnte Vertiefung ein, die bis zum 30. 10 mb erreicht.

Wir haben hier einen grundsätzlich anderen Vorgang der Tiefbildung vor uns als bei einer als Welle entstehenden wandernden Zyklone. Normalerweise setzt die Entstehung einer Zyklone die Existenz einer Frontalzone voraus, in der es zur Ausbildung von Wellen kommt. In der Höhendruckverteilung, in der sich die junge Zyklone anfangs fast gar nicht auswirkt, kommt es erst mit zunehmender Verwirbelung des Tiefs zur Ausbildung eines Tiefdrucktroges, der sich erst im Altersstadium des Tiefs zu einem abgeschlossenen Höhentief abschnürt. Im Gegensatz dazu ist in unserem Fall zunächst das Höhentief vorhanden, das

einmal aus einer verwirbelten Zyklone hervorgegangen war, aber nach Auffüllung des Bodentiefs ein eigenes Leben geführt hatte. Dieses Höhentief beginnt nun umgekehrt, sich wieder bis zum Boden durchzusetzen, wobei es gleichzeitig seine Wanderungsgeschwindigkeit stark vermindert. Weder eine Frontalzone noch wellenartige Vorgänge sind so bei der Bildung des Bodentiefs beteiligt. Man kann hier also an einem Beispiel verfolgen, wie aus einer okkludierten Zyklone ein selbständiger Kaltlufttropfen hervorgeht, der nach Auffüllung des Bodentiefs sich mehrere Tage mit der neugebildeten Bodenströmung verlagert, dann aber, als der Bodengradient stark auflockert, während der Verlangsamung wieder ein Bodentief unter sich ausbildet, um allmählich wieder stationär zu werden. Damit erscheint in diesem Fall das Endstadium des wandernden Kaltlufttropfens genau als die Umkehrung des Anfangsstadiums.

#### c. Das Feuchte- und Bewölkungsfeld.

Auch im Feuchteaufbau (Abb. 10c) des stationären Kaltlufttropfens zeigen sich wesentliche Unterschiede gegenüber dem des wandernden, wie ein Vergleich des Feuchtschnittes von Larkhill vom 28. bis 30. mit dem von Jever vom 26. bis 28. (Abb. 8c) ergibt. Während dort das Gebiet höchster Feuchte deutlich hinter dem Abkühlungsmaximum folgte, fällt hier beides zusammen. Damit ergibt sich eine etwa symmetrische Feuchteverteilung im stationären Kaltlufttropfen. Der Feuchteabfall sowohl auf der Vorder- als auch auf der Rückseite ist verhältnismäßig stark; in weniger als 24 Stunden steigt die relative Feuchte in mittleren Schichten von 40% auf 100%, um dann ebenso schnell wieder abzunehmen. Die Unterschiede, die sich unterhalb 850 mb zwischen Vorder- und Rückseite ergeben, dürften ohne Bedeutung sein, da sie auf Bodenbeeinflussung zurückgeführt werden können. So wird die verhältnismäßig hohe Feuchte auf der Vorderseite dadurch verursacht, daß am 28. mit nordöstlichen Winden Luft zugeführt wird, die sich über der Nordsee mit Feuchte anreichern konnte (Karte 19), während die geringe Feuchte auf der Rückseite am 30. (Karte 21) durch die mit Südostwinden zuströmende Festlandluft bedingt wird.

Der etwa symmetrischen Feuchteverteilung entspricht eine ebensolche Verteilung der Bewölkung, wie aus der Bodenkarte vom 29. (Karte 20) hervorgeht. Diese zeigt im Kerngebiet des Kaltlufttropfens stark bewölktes Wetter mit einzelnen Schneefällen, dem besonders über Frankreich heiteres Wetter, aber auch teilweise über England aufgelockerte Bewölkung gegenübersteht. Dasselbe Bild ist am 30. (Karte 21) vorhanden, wo jedoch die Verhältnisse wegen des Küsteneinflusses nicht so klar zutage treten. In beiden Fällen ist von einem wesentlichen Unterschied der Bewölkung zwischen Vorder- und Rückseite nichts zu bemerken.

### IV. Untersuchungen zur Dynamik des wandernden und des stationären Kaltlufttropfens.

#### a. Strahlung und Horizontalströmung.

Im Hinblick auf die allgemeine Bedeutung einiger Untersuchungen des ersten Teils über die Dynamik des Kaltlufttropfens seien diese hier nicht wiederholt, sondern die Ergebnisse auch für diesen Fall als zutreffend angesehen. Insbesondere kann dies wohl für die Strahlungsberechnungen (s. S. 11) gelten. Wir konnten ohnehin wegen der unvermeidlichen Ungenauigkeiten, die sich schon aus Meßfehlern der relativen Feuchte sowie aus dem Fehlen von Feuchtemessungen aus der oberen Troposphäre und der Stratosphäre ergaben, die Ergebnisse nur in ihrer Größenordnung diskutieren, ohne aus Verschiedenheiten von an mehreren Aufstiegen

durchgeführten Berechnungen oder aus der vertikalen Änderung der Abkühlungsgeschwindigkeit weitere Schlüsse zu ziehen. Wegen der etwa gleichartigen Temperaturverhältnisse (vgl. z. B. Abb. 5 und 9) darf wohl auch hier die Ausstrahlungsabkühlung wie im ersten Teil mit 0,5 bis 1,0 Grad/Tag in der unteren Troposphäre angesetzt werden. Erst in Höhen über 4000 m dürfte sie 1 Grad erreichen und leicht überschreiten. Dabei sei nochmals betont, daß diese Ergebnisse nur für die wolkenlose Atmosphäre galten. Wegen der geringeren Ausprägung der wolkenlosen Gebiete im Kaltlufttropfen vom 27. bis 29. 1. haben diese Ergebnisse hier etwas weniger Bedeutung. Für bewölkte Gebiete lassen sich genauere Rechnungen mangels exakter Angaben der Wolkenunter- und Obergrenzen nicht durchführen. Untersuchungen von Möller (12) machen aber wahrscheinlich, daß auch bei bewölktem Himmel die Strahlungsabkühlung keine wesentlich größeren Beträge erreicht, wenn man von einzelnen engbegrenzten Schichten der Wolkenobergrenzen abieht, die aber für die Mitteltemperatur der gesamten Troposphäre nur von geringer Bedeutung sind. Außerdem wirkt auch die zugeführte Kondensationswärme der Strahlungsabkühlung entgegen, wodurch die nicht-adiabatischen Temperaturänderungen auch in bewölkten Gebieten in engen Grenzen gehalten werden.

Weiterhin darf wohl das Ergebnis des ersten Teils, daß der Kaltlufttropfen dauernd von Teilchen durchströmt wird (S. 13 ff), also keinen starren Körper darstellt, wenigstens für den wandernden Kaltlufttropfen als allgemeingültig betrachtet werden. Für die unteren Schichten, in denen noch kein abgeschlossener Tiefkern vorhanden war, folgte dies schon aus der Verschiedenheit zwischen Verlagerungsgeschwindigkeit und der Gradientwindgeschwindigkeit in Bodennähe, die auch im zweiten Teil wieder festgestellt wurde. In höheren Schichten bestätigte aber die Tatsache, daß die adiabatischen Temperaturänderungen so angeordnet sind, daß sie zu einer relativen Verlagerung des kältesten Gebietes gegenüber der von der Grundströmung mitgeführten Luftmasse führen, das Ergebnis der konstruierten Luftbahnen. Es genügt also zu zeigen, daß die Relativbewegung des Kaltlufttropfens gegenüber der Grundströmung vorhanden ist, woraus dann zwangsläufig folgt, daß der Kaltlufttropfen sich dauernd erneuert, indem er immer von neuen Teilchen durchströmt wird.

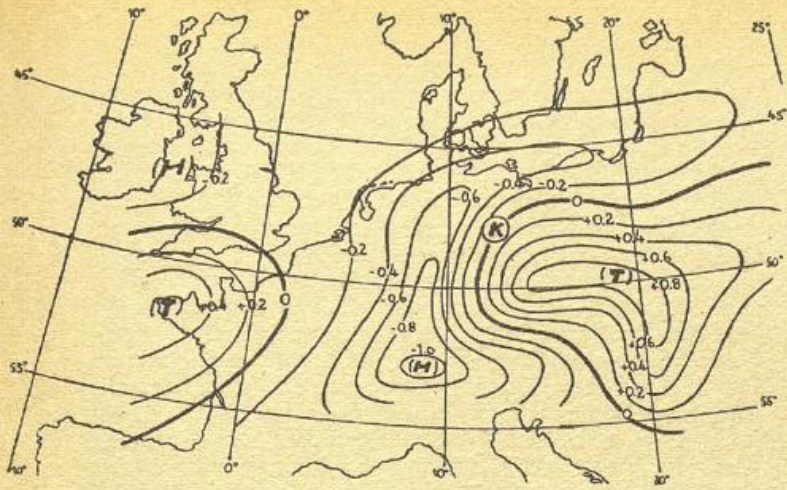
#### b. Vertikalbewegungen im wandernden Kaltlufttropfen.

Zur Erfassung der Vertikalbewegungen bedienen wir uns wie im ersten Teil (s. S. 14) der auf Exner zurückgehenden Lettau'schen Methode, die aus der Form des Bodendruckfeldes Schlüsse auf Konvergenzen und Divergenzen in Bodennähe und daraus auf Vertikalbewegungen an der Obergrenze der Reibungsschicht zieht. Es wurde deshalb zunächst für die Bodendruckverteilung vom 27. 1., also für den Termin, an dem sich der Kaltlufttropfen noch in etwa gleichförmiger Bewegung befand, ohne Anzeichen des Stationärwerdens zu zeigen, die Größe  $\Delta h/l^2$  ermittelt und dargestellt (Karte 34). Die übrigen Faktoren der zu verwendenden Formel für die Vertikalbewegungen in der Reibungshöhe Z

$$w(Z) = Z \cdot \omega \cdot \sin \varphi \cdot \sin 2 \beta \cdot \Delta h/l^2,$$

insbesondere der Ablenkungswinkel  $\beta$ , können wieder wie im ersten Teil als konstant angenommen werden, so daß die Vertikalbewegung sich als Funktion nur der Größe  $\Delta h/l^2$  ergibt.

Die Verteilung der Größe  $\Delta h/l^2$  zeigt nun am 27. 1. früh ein ganz ähnliches Bild wie am 15. 12. 46 früh (Karten 34 und 16). Wieder ist die Ostseite des Kaltlufttropfens von einem ausgedehnten relativen Tief beherrscht, während sich auf der Westseite ein relatives Hoch anschließt. Die Null-Linie verläuft wieder



Karte 34  
 $\frac{\Delta h}{l^2}$  vom 27. 1. 1947 06 Uhr GMT

genau durch den Kern des Kaltlufttropfens. Ein Vergleich mit der Bodenkarte vom 27. 1. (Karte 18) läßt die gute Übereinstimmung des relativen Tiefs mit dem Gebiet mit starker Bewölkung und einzelnen Schneefällen auf der Rückseite erkennen. Dagegen ist auf der Vorderseite im relativen Hoch nicht überall heiteres Wetter ausgeprägt. Dies hat aber wohl — wie bereits im Abschnitt über die Feuchte- und Bewölkungsverhältnisse erwähnt — seine Ursache in orographischen Einflüssen. Immerhin ist bemerkenswert, daß aufgelockerte Bewölkung oder gar heiteres Wetter nur im relativen Hoch auftritt, wogegen im relativen Tief nur bedecktes Wetter herrscht.

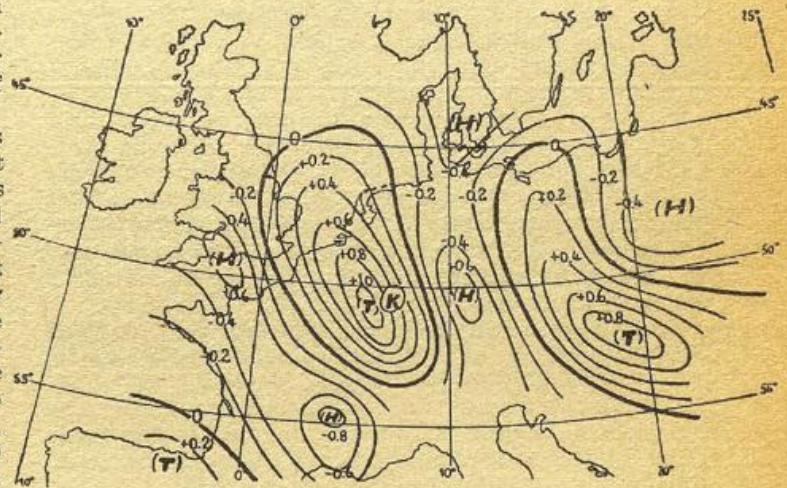
In den Kerngebieten des relativen Hochs und Tiefs nimmt die Größe  $\Delta h/l^2$  Werte von über 0,8 an. Setzt man für  $\sin 2\beta$  wieder 0,75 an (S. 15), was sich als Mittel für die Ablenkungswinkel für Land mit  $45^\circ$  und für Meer mit  $75^\circ$  ergab, so folgt für die Vertikalgeschwindigkeit an der Obergrenze der Reibungsschicht für  $Z = 100 \text{ m}$ :  $v = 0,36 \text{ cm/sec}$ , für  $Z = 1000 \text{ m}$ :  $v = 3,6 \text{ cm/sec}$ . Zwischen diesen Werten wird die wahre Vertikalgeschwindigkeit in den Kerngebieten des relativen Hoch- und Tiefdruckgebietes liegen. Für eine mittlere Reibungshöhe von 300 bis 400 m ist sie also immer noch größer als 1 cm/sec. Dem entspricht nun, wenn man den vertikalen Temperaturgradient mit  $0,5 \text{ Grad}/100 \text{ m}$  ansetzt, eine adiabatische Erwärmung von 5 bis 6 Grad pro Tag, also weit mehr als durch die Ausstrahlungsabkühlung kompensiert werden kann. Damit muß also wieder auf der Vorderseite des Kaltlufttropfens eine dauernde Erwärmung und auf der Rückseite eine dauernde Abkühlung stattfinden. Vorausgesetzt, daß beide von etwa der gleichen Größenordnung sind, kann dabei das Kerngebiet des Kaltlufttropfens gleichbleibende Temperatur behalten, es muß sich nur stetig relativ zur mitgeführten Luftmasse entgegengesetzt zur Grundströmung verlagern.

Eine quantitative Abschätzung der Relativbewegung ergibt für einen horizontalen Temperaturgradienten in Richtung der Verlagerung des Kaltlufttropfens von etwa 1 Grad pro 100 km mit einer adiabatischen Temperaturänderung von 5 Grad pro Tag eine Relativbewegung von etwa 500 km pro Tag. Setzen wir dies wieder in Beziehung zu der Differenz zwischen der gefundenen Verlagerungsgeschwindigkeit von etwas weniger als 25 km/h und dem mittleren Bodengradientwind von etwa 40 km/h, so finden wir hier eine noch bessere Übereinstimmung als im ersten Teil zwischen dem Zurückbleiben des Kaltlufttropfens gegenüber dem Bodengradientwind von fast 400 km pro Tag und der aus den Vertikalbewegungen erschlossenen relativen Rückwärtsbewegung von 500 km pro Tag. Damit wird das Bild über die Zusammenhänge zwischen Ver-

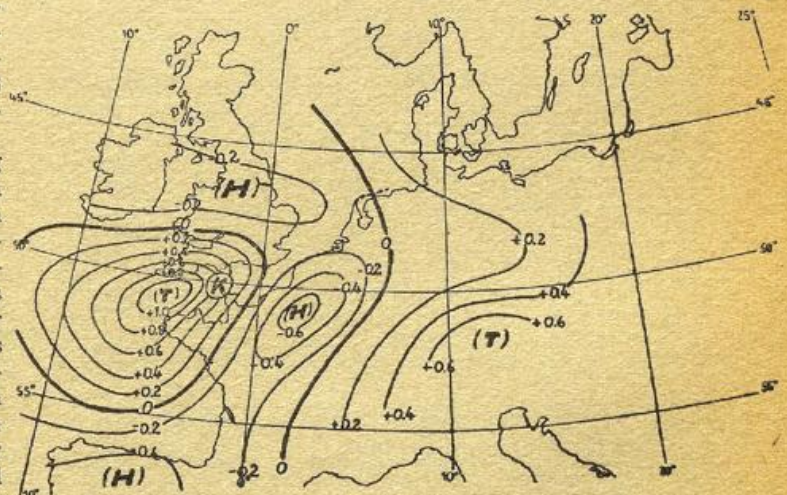
lagerungsgeschwindigkeit und den adiabatischen Temperaturänderungen auf Grund der Vertikalbewegungen, das im ersten Teil gefunden wurde, vollauf bestätigt.

c. Die Umwandlung zum stationären Kaltlufttropfen.

Als erstes Anzeichen der beginnenden Umwandlung zu einem stationären Kaltlufttropfen fanden wir das Übergreifen des Druckfalles, der beim wandernden Kaltlufttropfen auf die Rückseite beschränkt blieb, auf die Vorderseite und die damit einsetzende Ausbildung eines zyklonalen Isobarensackes unter ihm, der sich dann zu einem abgeschlossenen Tiefkern entwickelte. Die Umgestaltung des Druckfeldes am Boden hat auch eine Änderung in der Verteilung der Vertikalbewegungen zur Folge, die sich aus der Form des Bodendruckfeldes ergeben. Es wurde daher die Bestimmung der Größe  $\Delta h/l^2$  auch für die Bodenkarten vom 28. und 29. 1. früh durchgeführt. Die Koppelung zwischen den Druckänderungen und den relativen Tiefs und Hochs ist natürlich sehr eng; denn es muß notwendigerweise ein Druckfall, sofern er nicht zu großräumig ist, bei vorher etwa geradlinigem Isobarenverlauf zu einer zyklonalen Isobarenkrümmung und schließlich zu einem abgeschlossenen Tiefkern führen. Dieser ist aber immer auch ein relatives Tief, nur ist dieses schon vor der Bildung des Tiefkerns ausgeprägt, da die Größen  $\Delta h/l^2$  nur ein Maß der Krümmung der Druckfläche darstellt. Es sind deshalb die  $\Delta h/l^2$ -Gebiete sehr



Karte 35  
 $\frac{\Delta h}{l^2}$  vom 28. 1. 1947, 06 Uhr GMT



Karte 36  
 $\frac{\Delta h}{l^2}$  vom 29. 1. 1947, 06 Uhr GMT

empfindliche Anzeiger von Umformungen des Druckfeldes. Dies folgt schon daraus, daß sie einen zweiten Differentialquotienten darstellen, der sich bei Veränderungen des Feldes viel rascher als dieses selbst ändern muß.

So zeigt sich bereits am 28. 1. 47, 06 Uhr (Karte 35) ein ausgeprägtes relatives Tief etwa unter dem Kern des Kaltlufttropfens, wo sich in der Bodenkarte erst eine Isobarenausbuchtung bemerkbar macht. Seit dem 27. 1. früh hat also das relative Tief das Kerngebiet des Kaltlufttropfens überlaufen und seinen Kern etwa mit dem des Kaltlufttropfens vereinigt. Es ist allerdings nicht sehr ausgedehnt, hat im Südteil nur einen Durchmesser von weniger als 500 km und wird von relativen Hochs ringsum eingeschlossen. Deutet man die Linien dieser relativen Druckgebilde als Linien gleicher Vertikalbewegung, so ergibt sich, daß die stärkste Aufwärtsbewegung inmitten des Isobarensackes, also im Kern des Kaltlufttropfens, vor sich geht; sie nimmt rasch nach außen ab und geht in einer Entfernung von reichlich 200 km vom Kern des Kaltlufttropfens bereits in absinkende Bewegung über, also in einem Raum, in dem in der relativen Topographie noch geschlossene Isohypsen unter dem Kaltlufttropfen anzutreffen sind. Damit ist ersichtlich, daß die unsymmetrische Verteilung der Vertikalbewegungen, die für den wandernden Kaltlufttropfen typisch war, in eine etwa symmetrische Anordnung übergegangen ist, bei der das Kerngebiet des Kaltlufttropfens von aufsteigender Bewegung und die entfernteren Gebiete von absteigender Bewegung durchsetzt werden.

Ein ähnliches Bild ergibt sich für den 29. 1. (Karte 36). Entsprechend einer leichten Verschiebung des Kerns des Bodentiefs gegenüber dem Kern des Kaltlufttropfens ist zu diesem Termin die stärkste Aufwärtsbewegung nicht genau im Kern, sondern dicht davor vorhanden. Auf der Rückseite wird die Aufwärtsbewegung sehr rasch von absteigender Bewegung in einem relativen Hoch abgelöst, während sie auf der Vorderseite einen größeren Raum überdeckt. Diese Verschiebungen sind jedoch von geringem Ausmaß, und es soll nicht gewagt werden, daraus irgendwelche Schlüsse zu ziehen.

Von besonderem Interesse sind bei dem Vorgang der Umwandlung zum stationären Kaltlufttropfen die Änderungen der Temperatur und des Druckes in seinem Kern. Da nicht immer genau aus dem Kerngebiet Aufstiege vorliegen, wurde aus dem möglichst genau gezeichneten Höhenkarten die Werte der absoluten Topographien 700 mb und 500 mb, sowie der relativen Topographien 700/1000 mb und 500/700 mb für die Zeit vom 27. bis 30. 1. entnommen und zusammen mit der Höhe der 1000 mb-Fläche in folgender Tabelle zusammengestellt:

**Tabelle 2**

Verlauf der absoluten und relativen Höhen der Hauptisobarenflächen im Kern des Kaltlufttropfens vom 27. 1. 47 06 Uhr bis 30. 1. 47 06 Uhr.

	27. 1.	28. 1.	29. 1.	30. 1.
H <sub>1000</sub>	12	11	7	—1
H <sub>700</sub> 1000	259	259	264	268
H <sub>700</sub>	271	270	271	267
H <sub>500</sub> 700	231	233	231	235
H <sub>500</sub>	502	503	502	502

Da die Zeichnung der Topographien nicht mit derselben Genauigkeit möglich ist wie die einer Boden-

karte, sind auch die wiedergegebenen Werte zum Teil etwas unsicher; sie dürften aber in Anbetracht des verhältnismäßig guten aerologischen Materials auf 1 bis 2 dyn. Dekameter genau sein. Zur Umdeutung der Höhendifferenzen der relativen Topographien in Temperaturänderungen sei erwähnt, daß sowohl in der Schicht 500/700 mb als auch in der Schicht 700/1000 mb 1 dyn. Dekameter etwa 1 Grad C entspricht.

Die Tabelle gibt einen raschen Überblick über den Temperatur- und Druckverlauf im Kern des Kaltlufttropfens. Zunächst ist auffallend, daß sich die geringsten Änderungen während der vier Tage in der Höhe der 500 mb-Fläche zeigen. Wir müssen dies als Zeichen dafür deuten, daß über 500 mb keine wesentlichen Druck- und Temperaturänderungen eintreten. Daraus folgt aber, daß die Umwandlung zum stationären Kaltlufttropfen nur durch solche Einflüsse hervorgerufen wird, die ihren Sitz in der unteren Troposphäre haben. Der direkte Nachweis, daß in den Schichten über 500 mb keine größeren Änderungen vor sich gehen, ist leider nicht möglich, da die Güte der Aufstiege in größeren Höhen zu stark nachläßt. In welcher Weise in den unteren Schichten die Temperaturänderungen erfolgen, geht aus einem Vergleich des Verlaufs der Höhen der relativen Topographien 700/1000 mb und 500/700 mb hervor. Es zeigt sich, daß in der unteren Schicht vom 28. zum 29. ein erster Temperaturanstieg erfolgt, der wegen seiner Größe von 5 dyn. Dekametern sicher außerhalb der Fehlergrenzen liegt und sich vom 29. zum 30. noch fortsetzt. Dagegen tritt in der Schicht 500/700 mb ein wesentlicher Anstieg erst vom 29. zum 30. ein. Daraus ergibt sich aber eine fortschreitende Erwärmung im Kern des Kaltlufttropfens, die zunächst die unteren Schichten erfaßt und sich dann nach oben hin fortsetzt. Der Druckfall am Boden unter dem Kern des Kaltlufttropfens ergibt sich damit als notwendige Folge der Erwärmung der unteren Troposphäre, wenn die Temperatur- und Druckverhältnisse in der oberen Troposphäre gleich bleiben.

Als Ursache für die beginnende Erwärmung ist wohl weniger die Einstrahlung, die bei sommerlichen Kaltlufttropfen sicher in erster Linie maßgebend ist, als vielmehr der Einfluß des relativ warmen Ozeans bzw. der Nordsee anzusehen. Vom 28. zum 29. gelangt der Kaltlufttropfen gerade in den Raum des Kanals, wo der maritime Einfluß voll wirksam werden kann. Wahrscheinlich war dieser auch schon am Vortag über Frankreich vorhanden, wie der am 28. früh auf der Vorderseite des Kaltlufttropfens einsetzende Druckfall andeutet, ohne daß zu dieser Zeit sich schon meßbare Temperaturänderungen ergeben.

Wesentlich für das Einsetzen der Umwandlung zum stationären Kaltlufttropfen, was also gleichbedeutend mit der beginnenden Erwärmung der unteren Schichten sein dürfte, scheint die Tatsache zu sein, daß über Westeuropa die bereits im Abschnitt über die Verlagerung des Kaltlufttropfens erwähnte starke Auflockerung des Bodendruckgradienten auftritt, so daß dieser nicht mehr als repräsentativ für dessen Verlagerung angesehen werden konnte. Solange eine ausgeprägte Bodenströmung unter dem Kaltlufttropfen herrschte, wurde in den unteren Schichten immer frische Kaltluft aus dem Kontinent zugeführt. Sobald dieser Nachschub nachläßt, werden auch Luftteilchen, die anderer Herkunft und Temperatur sind, in den Bereich des Kaltlufttropfens gelangen und zu dessen Erwärmung beitragen. Dies wird noch verstärkt, wenn — wie am 29. 1. — bereits die Ausbildung eines Bodentiefs unter dem Kaltlufttropfen abgeschlossen ist und innerhalb der Bodenreibungsschicht von allen Seiten fremde Luftteilchen einbezogen werden. Es erscheint dann als wahrscheinlich, daß der Zustand der völligen Kompensation, der den wandernden Kaltlufttropfen auszeichnete, gestört wird. Die neu einbezogene wärmere Luft, die die kältere Luft ersetzt, muß zu einem Massen-

defizit führen, wenn — wie der etwa gleichbleibende Druck in etwa 5000 m andeutet — in höheren Schichten keine entgegengestezten Druck- bzw. Temperaturänderungen gleichzeitig eintreten.

d. Die Auflösung des Kaltlufttropfens.

Nach dem 30. 1. erfolgt weder eine wesentliche Änderung der Lage noch der Intensität des Kaltlufttropfens. Er führt nur noch geringe Bewegungen aus, die aber nicht genau erfaßbar und ohne Bedeutung sind. Es scheint, als ob sich ein Gleichgewichtszustand eingestellt hat zwischen der Zufuhr etwas wärmerer Luft in den bodennahen Schichten aus der Umgebung und der Abkühlung, die aus der andauernden Hebung im Kerngebiet des Kaltlufttropfens folgt. Wenn sich dieser Gleichgewichtszustand einmal eingestellt hat, dann ist zunächst die Abschwächung oder Auflösung kaum denkbar. Im Sommer könnte die Aufheizung des Bodens eine zusätzliche Erwärmung der unteren Schichten bedingen; dies trifft aber für den Winter über dem Festland nicht zu. Es müssen also offenbar äußere Einflüsse wirksam werden, wenn größere Veränderungen, wie eine erneute Verlagerung oder Auflösung, vor sich gehen sollen. Am 1. 2. (Karte 22) nähert sich nun vom Atlantik eine junge kräftige Zyklone, die sich vom südlich Island gelegenen Zentraltief abgespalten hat. Während am 1. der zum Kaltlufttropfen gehörige kleine Tiefkern, der sich seit dem 30. nur wenig aufgefüllt hat, noch nicht von Druckfall erfaßt ist, hat am 2. 2. das Frontensystem der Zyklone mit kräftigem Druckfall Frankreich erreicht und das Kaltlufttropfentief restlos aufgelöst. Auch in der relativen Topographie ist am 2. 2. der Kaltlufttropfen fast restlos verschwunden. Sie zeigt nur noch einen Kaltluftausläufer nach der Nordsee, der mit einem größeren Kaltluftgebiet über dem östlichen Mitteleuropa in Verbindung steht. Wie die Temperaturänderungen im Kern des Kaltlufttropfens während seiner Auflösung vor sich gingen, zeigt die folgende Tabelle, in der die Höhen der relativen Topographien 700/1000 mb, 500/700 mb und 225/500 mb der Aufstiege von Larkhill vom 31. 1. bis 2. 2. aufgeführt sind. Larkhill liegt in dieser Zeit dem Kern des Kaltlufttropfens am nächsten, so daß diese Werte als typisch für den Temperaturverlauf im Kern gelten können.

Tabelle 3

Abstände der Hauptisobarenflächen und Höhe der 1000 mb-Fläche der Aufstiege von Larkhill vom 31. 1. bis 2. 2. 47.

	31. 1. 47		1. 2. 47		2. 2. 47
	05 Uhr	17 Uhr	05 Uhr	17 Uhr	05 Uhr
H <sub>1000</sub>	5	5	5	4	—3
H <sub>700</sub> 1000	269	270	271	271	276
H <sub>500</sub> 700	236	236	237	244	247
H <sub>225</sub> 500	525	522	524	529	522

Aus der Tabelle ergibt sich zunächst, daß bis zum 1. praktisch keine Änderungen im Temperaturaufbau vor sich gehen, wofür auch der gleichbleibende Bodendruck spricht. Erst nach dem 1. 2. setzt die Erwärmung ein, und zwar zunächst nur in Schichten über 700 mb, ein Zeichen dafür, daß es sich dabei um reine Advektionen und nicht um Bodenbeeinflussung handelt. Bis zum 2. 2. früh hat die Erwärmung auch die unteren Schichten erfaßt, womit gleichzeitig kräftiger Druckfall am Boden verbunden ist.

Zusammenfassung.

Es soll nun eine kurze zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse der Untersuchungen über die Verlagerung, den Aufbau und die Dynamik des Kaltlufttropfens folgen. Dabei soll versucht werden, alle die gemeinsamen Züge herauszustellen, die offenbar verallgemeinert werden dürfen, und diese von den Besonderheiten und Zufälligkeiten des Einzelfalles zu trennen.

1. Verlagerung.

Bei der Betrachtung der Verlagerungsrichtung erweist sich die Scherhag'sche Regel, daß der Kaltlufttropfen dem Bodengradientwind folgt, im allgemeinen als gut brauchbar. Für einen Ausnahmefall, der im ersten Beispiel auftritt, konnte eine Erklärung gegeben werden.

Dagegen zeigt die Untersuchung der Verlagerungsgeschwindigkeit, daß in beiden Fällen der Kaltlufttropfen sich nur mit etwa 60% der Bodengradientwindgeschwindigkeit verlagert\*). Diese Erscheinung, die in Parallele gesetzt werden kann zu der Tatsache, daß auch Zyklonen sich nur mit etwa 50% der Höhenströmung verlagern, kann später bei der Untersuchung über die Dynamik des Kaltlufttropfens gedeutet werden.

Beim Fehlen einer ausgeprägten Bodenströmung kann im zweiten Beispiel die Verlagerung mit Hilfe der Höhendruckverteilung erklärt werden. Dabei wird die Vorstellung Raethjens zu Grunde gelegt, die davon ausgeht, daß für die Verlagerung des Kaltlufttropfens der unsymmetrische Anteil des großräumigen Temperaturfeldes, die der „Gleichgewichtsdrift der Großwetterlage“ entspricht, maßgebend ist. Die Aufspaltung des troposphärischen Temperaturfeldes bzw. des Höhendruckfeldes ist jedoch nur in seltenen Fällen bei reichhaltigem und gutem aerologischem Material möglich.

2. Aufbau.

Im Temperaturentwurf zeigt sich in beiden Fällen ein Gebiet stärkster Abkühlung in 750 bis 600 mb Höhe mit Beträgen in der Größenordnung von über 10 Grad. Die gegenläufige Temperaturänderung beginnt bereits in 500 bis 400 mb Höhe und erreicht im allgemeinen ähnliche Beträge wie die Abkühlung. Die Höhe der stärksten Erwärmung schwankt zwischen 300 und 200 mb. Nicht einheitlich ist das Verhalten der Temperaturänderungen in den bodennahen Schichten. Diese führen offenbar ein Eigenleben und werden nur zum Teil vom Kaltlufttropfen beeinflusst. In einem Fall, in dem eine ausgeprägte Kaltluftschicht am Boden bereits außerhalb des Kaltlufttropfens vorhanden ist, wirkt sich der Kaltlufttropfen kaum in unteren Schichten aus. Gelangt andererseits der Kaltlufttropfen bei seiner Wanderung in maritim beeinflusste Gebiete, in denen vorher keine Kaltluftschicht sich bilden oder bestehen konnte, so löst sich auch die vom Kaltlufttropfen mitgeführte Kaltluftschicht auf, und die Temperaturänderungen bleiben ebenfalls in den unteren Schichten verhältnismäßig klein.

Bemerkenswert ist der vertikale Temperaturentwurf im Kern des Kaltlufttropfens. Übereinstimmend fehlt eine ausgeprägte Tropopause, vielmehr hält die Temperaturabnahme mit der Höhe auch in der Substratosphäre noch an. Dagegen kann das im ersten Beispiel festgestellte sehr starke Absinken der Temperaturen in Schichten oberhalb 200 mb nicht verallgemeinert

\*) Scherhag gibt neuerdings (s. Fußnote S. 3) als mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit 80 v. H. des Bodengradientwindes an. Er nimmt als Ursache der Verzögerung Reibungseffekte an, an anderer Stelle den verhältnismäßig komplizierten Umlagerungsmechanismus, der mit der Fortbewegung des Kaltlufttropfens verbunden sein muß. Allerdings ist der Einfluß der Bodenreibung auf die Fortbewegung eines bis zur Tropopause reichenden Kaltluftkörpers nur schwer vorstellbar.

werden, offenbar handelt es sich dabei um einen Sonderfall.

Im Druckfeld ist der Kaltlufttropfen notwendigerweise in der Höhe am stärksten ausgeprägt, in der die gegenläufige Temperaturänderung beginnt. Dagegen wirkt er sich im Bodendruckfeld nur sehr wenig aus. Lediglich in den dreistündigen Druckänderungen tritt unmittelbar hinter dem Kaltlufttropfen geringer Druckfall und davor leichter Anstieg auf. Im 24-stündigen Druckvergleich sind diese Änderungen wegen ihrer geringen Ausprägung vor allem bei Überlagerungen von großräumigen Druckänderungen nicht zu erkennen.

Das Feuchte- und Bewölkungsfeld ist im Gegensatz zum Temperaturfeld eindeutig unsymmetrisch aufgebaut. Im vertikalen Aufbau zeigt sich ein Maximum der relativen Feuchte dicht hinter dem Gebiet stärkster Abkühlung und ein Minimum vor diesem. Entsprechendes gilt für das Bewölkungsfeld: Ein Gebiet geschlossener Bewölkung — meist vom Typ stabiler Aufgleitbewölkung — mit Niederschlägen tritt auf der Rückseite des Kaltlufttropfens auf, während die Vorderseite ein wolkenarmes Gebiet einnimmt.

### 3. Die dynamischen Vorgänge.

Die Entstehung des Kaltlufttropfens ließ sich nur im zweiten Fall gut verfolgen. Dabei ergab sich eine Bestätigung der von Scherhag gegebenen Darstellung der Lebensgeschichte einer Zyklone, wobei der Kaltlufttropfen als Reststadium einer vollkommen verwirbelten und sich auffüllenden Zyklone auftritt. Im ersten Fall konnte die Beteiligung zyklonaler Vorgänge bei der Bildung des Kaltlufttropfens nicht nachgewiesen, aber auch nicht ausgeschlossen werden, da die Abschnürung zum Teil außerhalb des Kartenbildes vor sich ging.

Über die Beteiligung von Strahlungsvorgängen wurde festgestellt, daß für die Entstehung der sehr niedrigen Temperaturen zwar lang anhaltende Ausstrahlung im Kaltluftreservoir verantwortlich ist, daß aber nach Abschnürung des Kaltlufttropfens die strahlungsbedingten Temperaturänderungen nur klein gegenüber den adiabatischen sind, die durch die Vertikalbewegungen verursacht werden.

Die Vertikalbewegungen im wandernden Kaltlufttropfen zeigen folgende Anordnung: Auf der Vorderseite tritt ein dauerndes Absinken und auf der Rückseite eine entsprechende Hebung auf. Dies hat erstens die typische Verteilung der Wettererscheinungen, das wolkenarme Gebiet der Vorderseite und das bewölkte Gebiet mit Niederschlägen auf der Rückseite, zur Folge. Zweitens folgen daraus adiabatische Temperaturänderungen im Bereich des Kaltlufttropfens. So tritt auf der Vorderseite Erwärmung und auf der Rückseite Abkühlung auf. Diese adiabatischen Temperaturänderungen sind also entgegengesetzt zu den advektiven gerichtet. Daraus folgt, daß bei der Wanderung des Kaltlufttropfens ein Abschmelzen auf der Vorderseite und ein Anbau auf der Rückseite stattfindet. Das kälteste Gebiet verlagert sich demnach langsam relativ zur mitgeführten Luftmasse entgegengesetzt zur Verlagerungsrichtung. Die Temperatur im Kern des Kaltlufttropfens kann dabei etwa gleichbleiben, wenn die Vertikalbewegungen auf der Vorder- und Rückseite von der gleichen Größenordnung sind. Die verstärkte Ausstrahlung auf der Vorderseite im wolkenarmen Raum wirkt zwar der Absinkerwärmung entgegen, ebenso vermindert aber die auf der Rückseite zugeführte Kondensationswärme die Hebungsabkühlung, so daß diese Einflüsse auf beiden Seiten den adiabatischen Temperaturänderungen entgegengesetzt gerichtet sind, aber in der Größenordnung unter diesen liegen, wie die Strahlungsberechnungen ergaben.

Die Relativbewegung des kältesten Gebietes gegenüber der mitgeführten Luftmasse entgegengesetzt zur Verlagerungsrichtung steht in Übereinstimmung

mit dem bei der Untersuchung der Verlagerung festgestellten Zurückbleiben des Kaltlufttropfens hinter dem Bodengradientwind. Auch die Abschätzung der Größenordnung beider Relativgeschwindigkeiten ergibt befriedigende Übereinstimmung\*).

Ebenso folgt aus der festgestellten Relativbewegung, daß der Kaltlufttropfen kein festes Gebilde, sondern einen Vorgang darstellt, so daß der Kaltluftkörper dauernd aus neuen Teilchen zusammengesetzt ist und ein Durchströmen stattfindet. Dieses Ergebnis wurde unabhängig von den Betrachtungen der Vertikalbewegungen bereits vorher durch die Verfolgung von Luftbahnen gewonnen.

Dieses Bild der dynamischen Vorgänge im Kaltlufttropfen, das eine Reihe Besonderheiten der Verlagerung, des Aufbaues und der Wettererscheinungen erklärt, läßt immer noch einige Fragen offen. Schon die Tatsache, daß der Sitz der stärksten Abkühlung in 750 bis 600 mb Höhe liegt, läßt sich nicht ohne weiteres daraus folgern, es sei denn, man nimmt stärkere vertikale Änderungen der Vertikalbewegungen an. Es müßte dann die Aufwärtsbewegung auf der Rückseite und entsprechend dazu das Absinken auf der Vorderseite das Maximum gerade in der Höhe der stärksten Abkühlung haben. Dies könnte mit dem im ersten Fall festgestellten Vorherrschen von mittelhoher Bewölkung auf der Rückseite gut in Einklang gebracht werden.

Weiterhin ist die Frage der Vertikalbewegungen in der Stratosphäre noch offen. Es bleibt hier nur der Weg, auf Grund der beobachteten Temperaturänderungen auf Vertikalbewegungen zu schließen, wobei wieder die strahlungsbedingten Temperaturänderungen als klein gegenüber den adiabatischen angesehen werden müssen. Die enge Kopplung zwischen den Temperaturänderungen in der Troposphäre und der Stratosphäre verlangt einen ebensolchen innigen Zusammenhang zwischen den Vertikalbewegungen. Daraus folgt, daß in Analogie zu den Vorgängen in der Troposphäre auch in der Stratosphäre die adiabatischen Temperaturänderungen durch Vertikalbewegungen den rein advektiven Änderungen entgegengesetzt gerichtet sein müssen. Das heißt, in einem mit der Grundströmung mitgeführten Koordinationssystem würde sich nicht nur der Kaltlufttropfen, sondern auch das Erwärmungsgebiet der Substratosphäre entgegengesetzt zur Grundströmung verlagern.

Es ergibt sich somit ein Bild der Vertikalbewegungen im Kaltlufttropfen in der Troposphäre und der Stratosphäre, wie es in folgender Skizze angegeben ist:

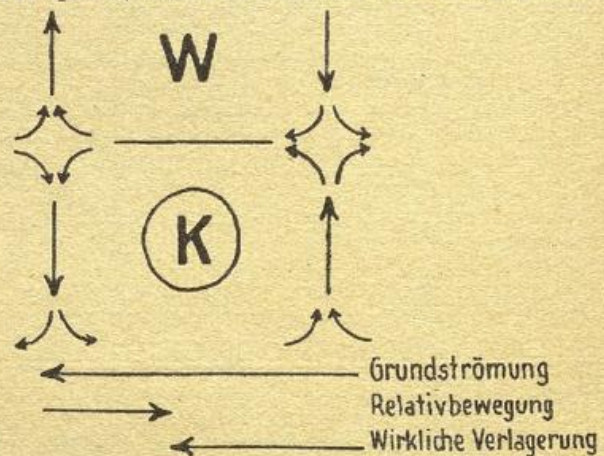


Abb. 11:

Schema der Vertikalzirkulation im Kaltlufttropfen

\* H. K. Meyer (s. Fußnote S. 3) hat in weiterer Verfolgung dieses Gedankenganges die Entwicklung eines Kaltlufttropfens über einem in starker Veränderung begriffenen Bodendruckfeld bearbeitet. Er findet dabei einen deutlichen Zusammenhang zwischen der Relativbewegung, bei ihm „anomale Bewegungskomponente“ genannt, und der Ausprägung des wolkenlosen Gebietes auf der Vorderseite des Kaltlufttropfens.

Über die Verteilung von Konvergenzen und Divergenzen läßt sich auf Grund dieses Bildes aussagen, daß in unteren Schichten auf der Vorderseite divergente und auf der Rückseite konvergente Strömung vorhanden sein muß. Demgegenüber muß in Tropopausenhöhe die Anordnung umgekehrt sein, also auf der Vorderseite konvergente und auf der Rückseite divergente Strömung herrschen.

Die Vorgänge auf Vorder- und Rückseite lassen sich somit wie folgt zusammenfassen:

	Vorderseite	Rückseite
In der Stratosphäre:	Aufsteigen	Absinken
In Tropopausenhöhe:	Konvergenz	Divergenz
In der Troposphäre:	Absinken (Wolkenauflösung) (Erwärmung)	Aufsteigen (Wolkenbildung) (Abkühlung)
In Bodennähe:	Divergenz	Konvergenz

Die im ersten Fall festgestellte zweite Abkühlungsschicht in höheren Stratosphärenschichten könnte durch eine nochmalige Umkehr der Vertikalbewegungen erklärt werden, jedoch scheint dieser Fall — wie erwähnt — eine Ausnahme darzustellen.

Von Interesse ist die Gegenüberstellung der Vorgänge im wandernden winterlichen Kaltlufttropfen mit denjenigen in einer wandernden Zyklone. Dabei zeigt sich, daß eine fast vollkommene Gegensätzlichkeit in den Vertikalbewegungen und den Wettererscheinungen besteht. Vertauscht man in der obigen Zusammenstellung Vorder- und Rückseite, so erhält man genau die Strömungsverteilung in der wandernden Zyklone mit aufsteigender Bewegung und Wolkenbildung auf der Vorderseite und absinkender Bewegung und Wolkenauflösung auf der Rückseite. Ebenso ergibt sich auf der Vorderseite die konvergente Strömung in Bodennähe und die divergente Strömung in Tropopausenhöhe und auf der Rückseite die Divergenz in Bodennähe und die Konvergenz in Tropopausenhöhe. Bei der Betrachtung der Steuerung läßt sich die Gegenüberstellung weiter fortführen. Die junge Zyklone wird von der noch etwa geradlinig verlaufenden Höhenströmung gesteuert, während der Kaltlufttropfen der Bodenströmung folgt. Auch die Vorstellung von der Relativbewegung des Kerns des Kaltlufttropfens gegenüber der Grundströmung läßt sich offenbar auf die wandernde Zyklone anwenden, wenn auch in Einzelheiten natürlich Unterschiede bestehen, die schon durch den unsymmetrischen Temperaturentwurf der Zyklone bedingt sind.

### Schluß

In der vorliegenden Arbeit wurden zwei typische Fälle wandernder winterlicher Kaltlufttropfen behandelt. Beide zeigen in ihrer Verlagerung, im Aufbau und ihrer Dynamik sehr ähnliche Verhältnisse. Wenn hieraus auch nicht der Schluß gezogen werden kann, daß alle wandernden winterlichen Kaltlufttropfen die gleichen Eigenschaften aufweisen, so kann wegen der guten Übereinstimmung beider Fälle doch gefolgert werden, daß sie einen Typ des winterlichen Kaltlufttropfens darstellen, wobei die Frage offen bleiben muß, ob es noch grundsätzlich andere Typen gibt.

Als weiteres Beispiel eines wandernden winterlichen Kaltlufttropfens, das mit dem hier gefundenen Bild in Einklang steht, sei der von Scherhag bearbeitete Fall vom 12. 12. 35 (10) erwähnt. Obgleich sich die Bearbeitung vor allem mit dem Problem der Steuerung befaßt, ergaben sich auch einige Besonderheiten des

Aufbaues. So tritt auch dort die stärkste Abkühlung in Höhen zwischen 2000 und 3000 Metern auf. Vor allem ist aber auch die unsymmetrische Verteilung der Wettererscheinungen zu erkennen. Das Absinken auf der Vorderseite verursacht zwar nicht völlige Wolkenauflösung, jedoch ist es im Aufstieg von München vom 12. 12. früh oberhalb einer kräftigen Absinkinversion in 820 mb mit Feuchteabnahme auf 30 bis 40% gut belegt. Ebenso deuten leichte, aber verbreitete Schneefälle auf der Nordostseite des über Nordwestungarn liegenden Kaltlufttropfens über Schlesien und Polen bis in den Raum ostwärts Warschau auf leichte Hebungerscheinungen auf der Rückseite hin. Auch der in der Scherhag'schen Arbeit wiedergegebene Wetterablauf auf dem Jungfraujoch zeigt mit dem Erreichen des niedrigsten Barometerstandes und dem gleichzeitigen Eintritt der tiefsten Temperatur das Einsetzen von Schneefall, der bei steigendem Luftdruck längere Zeit anhält. Die gute Ausprägung des Niederschlagsgebietes wird allerdings beim Vorüberzug des Kaltlufttropfens an der Alpennordseite durch Leewirkung verhindert, so daß der Wetterablauf auf den anderen Bergstationen nicht so typisch ist; jedoch tritt in den meisten Fällen nach Durchzug des Kerns wenigstens eine Bewölkungszunahme ein. Der einzige wesentliche Unterschied zu unseren Fällen ist, daß Scherhag die Übereinstimmung der Verlagerungsgeschwindigkeit mit der Bodengradientwindgeschwindigkeit feststellt.

Nachdem in der Arbeit ein Bild des Kaltlufttropfens als typisch für die kalte Jahreszeit herausgestellt worden ist, erhebt sich die Frage, ob sommerliche Kaltlufttropfen anderen Aufbau und andere Wettererscheinungen zeigen. Der wesentlichste Unterschied dürfte wegen der verschiedenen Strahlungsbedingungen in der vertikalen Schichtung zu suchen sein. Die Aufheizung des Bodens bedingt in der Kaltluft immer eine Labilisierung, die die Ursache für das Überwiegen von schauerartigen Niederschlägen im Bereich sommerlicher Kaltlufttropfen ist. Auch leichtes Absinken kann dabei nicht stabilisierend wirken, wenn von vornherein der vertikale Temperaturgradient labil oder indifferent ist. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß im Sommer im Bereich eines Kaltlufttropfens ein wolkenloses Gebiet sich nicht durch leichtes Absinken erhalten kann, weswegen wohl auch eine unsymmetrische Verteilung der Wettererscheinungen im Sommer im allgemeinen nicht festgestellt wird\*). Wohl aber ist anzunehmen, daß wegen der stärkeren Einstrahlung im Sommer die Auflösung durch zunehmende Erwärmung vom Boden aus vor sich gehen kann.

Zum Schluß ist es mir eine angenehme Pflicht, Herrn Professor Dr. Weickmann für die Anregung zu dieser Arbeit, sowie Herrn Professor Dr. Lettau für zahlreiche wertvolle Hinweise und stetes Interesse am Fortgang der Arbeit herzlichst zu danken.

### Literaturangaben

1. W. Köppen - R. Geiger: Handbuch der Klimatologie I. F. S. 21.
2. R. Scherhag: Ein Tief mit kalter Stratosphäre, Ann. Hydr. 66, 419 (1938).
3. F. Möller: Das Strahlungsdiagramm, im Anhang zu Lunz: Diagrammpapiere für den RWD, Berlin 1943.

\*) Die von Schwertfeger (s. Fußnote S. 3) bearbeiteten Fälle sind typische sommerliche Kaltlufttropfen. Dabei tritt, wie vermutet, auf der Vorderseite Konvektionsbewölkung und Schauerwetter auf, während auf der Rückseite in Übereinstimmung mit den winterlichen Fällen vorwiegend stabile Hebung- und Gleitvorgänge stattfinden. Auch König (s. Fußnote S. 3) behandelt in der kürzlich erschienenen Arbeit überwiegend sommerliche Fälle und betont dabei den Aufgleitcharakter der Niederschläge. Allerdings stehen die bearbeiteten Kaltlufttropfen meist noch in Verbindung mit Bodenzuklonen, so daß diese Ergebnisse nicht unmittelbar mit den hier beschriebenen Fällen verglichen werden können.

4. H. K. Meyer: Luftmassenbewegung und Luftmassenumwandlung in einer raschziehenden Zyklone, Archiv der Seewarte 62, Nr. 6 (1943).
5. F. M. Exner: Dynamische Meteorologie, 1. Aufl., Leipzig und Berlin, S. 119 (1917).
6. H. Lettau: Über wetterwirksame Vertikalbewegungen und ihre Ermittlung aus dem Druckfeld, Meteor. Rundschau 1, 257 (1948).
7. H. Lettau: Über die ageostrophischen Windkomponente und ihre Ermittlung aus dem Druckfeld, Meteor. Rundschau 1, 85 (1947).
8. H. Duhm: Beziehung zwischen „relativen Hoch- und Tiefdruckgebieten“ mit den Feldern der unteren Bewölkung und des Niederschlags, Meteor. Z. 58, 458 (1941).
9. H. Lettau: Atmosphärische Turbulenz, Leipzig, S. 114 (1939).
10. R. Scherhag: Ein Grenzfall atmosphärische Steuerung: Die Bodenisobaren steuern ein Höhentieft, Ann. d. Hydr. 65, 27 (1937).
11. P. Raethjen: Hydrodynamische Betrachtungen zu Scherhags Höhenzyklonen, Ann. d. Hydr. 65, 38 (1937).
12. F. Möller: Die Wärmequellen in der freien Atmosphäre, Meteor. Z. 52, 408, (1935).
13. W. König: Über Kalt- und Warmluftinseln, Z. f. Meteor. 1, 123, (1947).

