

# DIE ADVEKTIVEN WITTERUNGSÄNDERUNGEN IN DEN FRÜHJAHRSNACHTFRÖSTEN

Von

B. BÉLL

(Eingegangen am 25. Mai 1954)

Die Grundbedingung der Frostschadenvorbeugung ist, dass die zur Frostlage führenden Witterungsvorgänge auch in ihren Einzelheiten bekannt sind. Die Verfolgung dieser Vorgänge mit Hilfe von Messungen wurde erst in den letzten Jahren möglich, seitdem sich die mit Radiosonden durchgeführten aerologischen Aufstiege allgemein verbreitet haben.

Die meteorologischen Bedingungen der Frühjahrsnachtfröste sind die folgenden :

1. *Einströmung der zu Frost neigenden Luftmassen.* Diese Bedingung erfüllt jene Luft, die einerseits die Bodenausstrahlung fördert, deren Strahlungsdurchlässigkeitsvermögen im Langwellenbereich folglich gross ist, und die sich andererseits bis unter den Gefrierpunkt abkühlen kann, d. h. deren Taupunkt tiefer als bei 0°C befindet.

2. *Die Ausbildung der die Bodenausstrahlung fördernden Witterungslage,* namentlich die Auflösung der Bewölkung und die Abnahme des Windes.

Bei der Untersuchung der Nachtfröste genügt es nicht, diese zwei wohlbekanntesten Faktoren in Betracht zu ziehen, da sie die Pflanzen völlig unberücksichtigt lassen. Vom Gesichtspunkt der Frostschäden ist nämlich der Entwicklungszustand der Pflanzen, die Wassersättigung der oberirdischen Organe von entscheidender Bedeutung. Daraus geht hervor, dass die Witterungsfaktoren der Frühjahrsentwicklung der Pflanzen zusammen mit den obenerwähnten Faktoren in Rechnung gestellt werden müssen.

Es ist bekannt, dass die zur Frühjahrsentwicklung erforderlichen Witterungsfaktoren die Sonnenstrahlung, die Wärme und die Niederschläge sind. Diese drei Faktoren werden grösstenteils durch die zu Gewittern, zu Regenschauern neigende Witterungslage gesichert. Hierbei wird das sonnige, warme Wetter durch kurzfristige, doch sehr intensive Schauer unterbrochen. Zu den obenerwähnten meteorologischen Bedingungen gehört also noch die folgende :

3. *Zu Gewitter, Regenschauern neigende warme Witterung in den Tagen vor den Nachtfrösten.*

Wenn man also die mit den Nachtfrösten verbundenen Witterungsvorgänge

verfolgen will, ist es notwendig, die nachstehenden Vorgänge in exakter Weise, womöglich mit Hilfe von Messungen zu beobachten :

- a) die Ausbildung der zu Gewitter, Regenschauern neigenden Witterung,
- b) die Näherung und Einströmung von zu Frost neigenden Luftmassen,
- c) die Ausbildung der die Ausstrahlung fördernden Witterungslage.

Im folgenden wird nachgewiesen, dass die horizontale Lufströmung eine massgebliche Rolle in der Vorbereitung der Frühjahrsnachtfröste spielt, vornehmlich wenn auch der in den höheren Luftschichten wehende Wind und der sich mit der horizontalen Strömung vollziehende Lufttransport, die Advektion, in die Beobachtungen mit einbezogen werden.

Der letztere Begriff bedeutet wesentlich mehr als die blosse Luftbewegung, als der Wind. Die durchziehende Luft trägt nämlich ihren Wärmeverrat, ihren Feuchtigkeitsgehalt, ihre Verunreinigungen und zahlreiche andere physikalische Eigenschaften mit sich. So ist die Advektion in einem auf dem Weg der Luftbewegung befindlichen Ort als ein stetiger Luftaustausch wahrnehmbar.

Würde die Luft in horizontaler Richtung überall über die gleichen Eigenschaften verfügen, so würde die horizontale Versetzung der Luft an einem gegebenen Ort keinerlei Veränderung verursachen. In der Atmosphäre bestehen jedoch infolge der orographischen Verhältnisse, der Verteilung der Gewässer und Kontinente, der Unterschiedlichkeit der Pflanzendecke und infolge zahlreicher anderer verschiedener physikalischer Eigenschaften des Bodens bedeutende örtliche Unterschiede. Diese Unterschiede treten im Wärme- und Feuchtigkeitsgehalt der Luft sowie in nahezu jedem Witterungselement zutage. Es ist offenbar, dass in einer solchen inhomogenen Atmosphäre die Advektion über einem gegebenen Ort eine Änderung der Witterungselementenwerte herbeiführt.

So kann denn von einer advektiven Veränderung der Temperatur, der Feuchtigkeit und des Druckes gesprochen werden. Die hierfür notwendigen Faktoren sind: die Inhomogenität der Atmosphäre in bezug auf die Witterungselemente und eine horizontale Luftströmung in entsprechender Richtung.

Auf dem Bodenniveau kann die Verteilung der einzelnen Witterungselemente, z. B. der Temperatur, mit Hilfe von Beobachtungen genau angegeben werden. Der Wind ist dagegen nicht definierbar, da die örtlichen Einwirkungen die Bestimmung der horizontalen Lufströmung sehr unsicher machen. Vom Gesichtspunkt des Austausches kommt übrigens dem horizontalen Bodenwind ohnehin keine grosse Bedeutung zu, da in der turbulenten Strömung der unteren, sogenannten Reibungsschicht die anderen Komponenten neben der horizontalen Komponente keineswegs vernachlässigt werden dürfen.

Oberhalb dieser Reibungsschicht, ungefähr 1 km über dem Boden, wird die Reibung in der freien Atmosphäre unbedeutend klein, und die Luftbewegung wird durch die Luftdruckverhältnisse und die ablenkende Kraft der Erdrotation bestimmt. Wenn diese zwei Kraftwirkungen im Gleichgewicht sind, hängt die Luftbewegung in der Mehrzahl der Fälle von der Luftdruckverteilung ab, so

dass sich die horizontale Luftströmung mit Hilfe von Höhenwetterkarten in den höheren Luftschichten für jeden beliebigen geographischen Ort berechnen lässt.

Die Berechnung der Temperaturadvektion kann in der freien Atmosphäre für geostrophische Winde durchgeführt werden, was in der Praxis keine wesentliche Einschränkung bedeutet. Unter Temperaturadvektion wird die infolge der horizontalen Luftströmung an irgendeinem Ort in der Zeiteinheit eintretende Temperaturänderung verstanden.

Im folgenden soll die Rolle der Advektion in der Ausbildung der Frühjahrsnachtfröste des Jahres 1952 untersucht werden. In diesem Jahr traten in Ungarn zwischen dem 18. und 24. Mai schwere Frostschäden auf, die durch die den Nachtfrösten vorhergehende warme, an Gewitter und Regenschauer reiche Periode verschärft wurden.

### 1. Die Rolle der Temperaturadvektion in der Ausbildung der den Nachtfrösten vorhergehenden niederschlagsreichen Witterung

Die Temperaturadvektion wird auf verschiedene, beliebig dicke Schichten der freien Atmosphäre berechnet und auf deren Mitteltemperatur bezogen. Zu diesem Zweck wird die mit einfachen Instrumenten durchführbare Höhenwindmessung angewandt.

Es ist bekannt, dass sich die Windrichtung und die Windgeschwindigkeit vom Boden ausgehend mit der Höhe ändern. Der eine Grund dafür besteht in der Abnahme der Reibungskraft bei zunehmender Höhe und in den in der freien Atmosphäre in der Horizontalen auftretenden Temperatursunterschieden. Aus der dynamischen Meteorologie ist ferner bekannt, dass sich der Wind in der Luftschicht, in der ein horizontaler Temperaturgradient auftritt, mit der Höhe ändert. Wenn an der unteren Grenze der Schicht der Windvektor  $\bar{V}_1$  und an der oberen Grenze  $\bar{V}_2$  ist, dann lässt sich die Änderung des Windvektors, der sogenannte Thermalwind

$$\bar{V}_T = \bar{V}_2 - \bar{V}_1$$

aus Höhenwindmessungen bestimmen\* (Abb. 1). Es ist ebenfalls bekannt, dass die rechtwinkligen Komponenten des Thermalwindes folgendermassen geschrieben werden können [2]:

$$V_{TX} = - \frac{g}{l} \frac{z_2 - z_1}{T_K} \frac{\partial T_K}{\partial y} \quad (1)$$

$$V_{TY} = \frac{g}{l} \frac{z_2 - z_1}{T_K} \frac{\partial T_K}{\partial x}$$

\* Ein Nomogramm zur graphischen Bestimmung des Thermalwindes wurde von Siedland [1] angegeben.

wo  $g$  die Schwerebeschleunigung,  $l = 2 \omega \sin \varphi$  (*Coriolis-Parameter*),  $(z_2 - z_1)$  die Dicke der Luftschicht und  $T_k$  die mittlere Temperatur der Luftschicht oberhalb des Beobachtungsortes bedeuten.

Aus dem Obigen geht hervor, dass der Thermalwind die horizontale Veränderung der Temperatur in der Luftschicht bestimmt. Namentlich: der horizontale Temperaturgradient ( $G_T$ ) verläuft senkrecht zur Richtung des Thermalwindes, so dass wenn man in die Richtung des Thermalwindes blickt, die niedrigsten Temperaturen nach links und die höheren nach rechts fallen. Da die Höhenwindmessungen die wirklichen Windverhältnisse der betreffenden Schicht und durch Messung des Thermalwindes die horizontale Temperaturverteilung angeben, ist es offenbar, dass sich die Temperaturadvektion mit Hilfe von Höhenwindmessungen von Schicht zu Schicht berechnen lässt [3, 4].

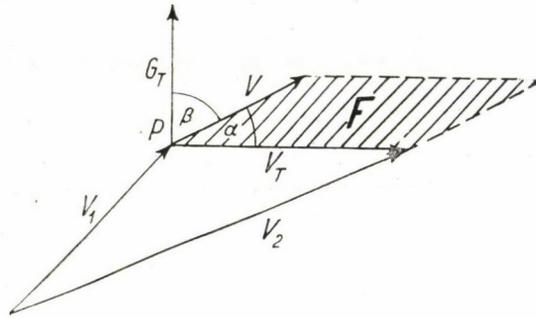


Abb. 1

Die obenerwähnten Ergebnisse der dynamischen Meteorologie können lediglich dann praktisch verwertet werden, wenn man zur Berechnung der advektiven Veränderungen eine schnelle und einfache Methode ausarbeitet.

Wird zu diesem Zweck die  $x$ -Achse in die Richtung des Thermalwindes verlegt, so wird die  $y$ -Achse senkrecht zu ihr gegen die niedrigeren Temperaturen in die Richtung  $n$  weisen (Abb. 1). Die Gleichung (1) vereinfacht sich dann folgendermassen:

$$V_T = - \frac{g}{l} \frac{z_2 - z_1}{T_K} \frac{\Delta T_K}{\Delta n}$$

Da  $-\frac{\Delta T_k}{\Delta n} = G_T$ , so erhält man bei Benützung der statischen Grundgleichung und der Gasgleichung:

$$G_T = \frac{l}{674 \cdot L_p} V_T \text{ [Grad/gpm]} \quad (2)$$

Hier ist  $L_p = \log p_1 - \log p_2$ , wo  $p_1$  den messbaren Druck an der unteren und  $p_2$  an der oberen Grenze der Schicht bezeichnen.

Es sei der in der mittleren Höhe der Schicht wehende Wind  $V$ . Oberhalb des Beobachtungsortes  $P$  tritt eine advektive Temperaturveränderung auf. Die Temperaturadvektion ist offenbar das Produkt des in der Windrichtung auf die als Einheit gewählte Entfernung entfallenden Temperaturunterschiedes und der Windgeschwindigkeit, d. h.

$$A = G_T \cos \beta \cdot V \quad (3)$$

wo  $\beta$  der durch den wirklichen Wind und den Temperaturgradienten bestimmte Winkel ist. Gleichung (3) kann auch wie folgt geschrieben werden:

$$A = G_T \cdot V \sin \alpha$$

wobei  $\alpha$  derjenige Neigungswinkel ist, den der Thermalwind mit dem wirklichen Winde bildet. Bei Heranziehung von Gleichung (2) gelangt man zu

$$A = \frac{l}{674 \cdot L_p} V_T \cdot V \sin \alpha \text{ [Grad/sec]}$$

Aus Abb. 1 ist ersichtlich, dass

$$A = c \cdot F \text{ [Grad/sec]} \quad (4)$$

wo  $c = \frac{l}{674 \cdot L_p}$  in einer gegebenen Luftschicht und einem bestimmten Ort eine Konstante ist und  $F$  die Fläche eines Parallelogramms bezeichnet, dessen Seiten durch die Richtung und Grösse des von einem gemeinsamen Anfangspunkt ausgehenden Thermalwindes bzw. wirklichen Windes bestimmt werden.

Aus dem Begriff der Advektion folgt naturgemäss, dass wenn sich der Wind in der Luftschicht aufwärts nach rechts dreht, eine advektive Erwärmung, und im entgegengesetzten Fall eine Abkühlung eintritt.

Die Temperaturadvektion lässt sich durch die Konstruktion des Parallelogrammes  $F$  berechnen, doch kann zu diesem Zweck mit Leichtigkeit auch ein graphisches Rechengesetz verfertigt werden [5].

Wird die Erforschung der advektiven Temperaturveränderungen auf die übereinander liegenden Luftschichten ausgedehnt, so überschreitet die Bedeutung der Advektion bald den primären Vorgang der Erwärmung und Abkühlung und führt zur Untersuchung des Gleichgewichtszustandes der Luft. Auf diese Weise sollen nun die Vorbedingungen der den Frühjahrsnachtfrösten des Jahres 1952 vorangegangenen warmen, niederschlagsreichen Witterung untersucht werden.

Am 8. Mai gelangte kalte Luft mit einem NW-Wind in das Karpatenbecken und lagerte sich in einer ungefähr 2600 m hohen Schicht oberhalb des Bodens. Darüber befand sich wärmere maritime Luft. Die Schichtung der Temperatur am 9. Mai ist aus der gestrichelten Kurve in Abb. 2 ersichtlich. Zwischen diesen zwei Luftmassen befindet sich von 2600 m bis 2800 m eine Übergangsschicht mit einem kleinen Gradienten. Dementsprechend war die untere kalte Luftschicht konvektive absolut stabil. An diesem Tag bildete sich der Höhenwind über Budapest eigentümlich aus (Abb. 2/a). In dem Diagramm des Höhenwindes können zwei Windschichten unterschieden werden. Über dem Reibungsniveau in der Schicht AB trifft man einen sich von E nach SE drehenden, in der Schicht CD einen sich von NW nach WNW drehenden Wind an. Die gemeinsame Grenze der Windschichten stimmt mit der sich auf der Temperaturkurve zeigenden Übergangsschicht überein. Aus dem Vorstehenden geht hervor, dass die Höhenwindmessung in der unteren Kaltschicht eine advektive Erwärmung (2,8 Grad/Tag), in der oberen Warmschicht eine advektive Abkühlung (5,4 Grad/Tag) zeigt. Die sich fortsetzende Abkühlung der oberen Luftschicht ist in Abb. 2/b aus der Höhenwindmessung vom 11. Mai in Szeged ersichtlich. Hier kann in der Schicht CD ein advektiver Temperaturrückgang von 5,7 Grad/Tag beobachtet werden. Infolge dieser advektiven Veränderungen, zu denen auch die durch die Sonnenstrahlung bewirkte konvektive Erwärmung der unteren Luftschicht beitrug, verschwand bis zum 11. Mai die die Stabilität sichernde Übergangsschicht und die Temperaturschichtung wies eine starke Labilität auf (Abb. 2, voll ausgezogene Kurve), die infolge des gesteigerten Feuchtigkeitsgehaltes der Luft die Entstehung von Gewittern weiterhin begünstigte.

Die Gewitter wurden am 11. Mai von einer schwachen Kaltfront ausgelöst. Die verhältnismässig geringe Energie dieser Kaltfront, die sich mit der aufgehäuften Labilitätsenergie vereinigte, verursachte in Ungarn 3 Tage hindurch reichliche Gewitterregen. Zu dieser Zeit waren tägliche Niederschläge von 30 bis 50 mm nicht selten, und vom 12. auf den 13. fiel in Budapest 85 mm Regen, mehr als der ganze Durchschnitt des Monats Mai.

Es ist also ersichtlich, dass die Temperaturadvektion nicht bloss einen Faktor des Wärmehaushalts darstellt, sondern dass sie auf dem Wege des Gleichgewichtszustandes der Luft auch in den Wasserhaushalt übergreift.

## 2. Kaltadvektion

Der advektive Austausch der sich auf ein grösseres Gebiet ausbreitenden Luftmassen kann an Hand der Kurvenscharen der die mittlere Temperaturverteilung einer Luftmasse angehenden Isothermen (relative Isohypsen) und der die Windverhältnisse darstellenden Stromlinien (absolute Isohypsen) — durch das sogenannte thermobarische Feld — verfolgt werden.

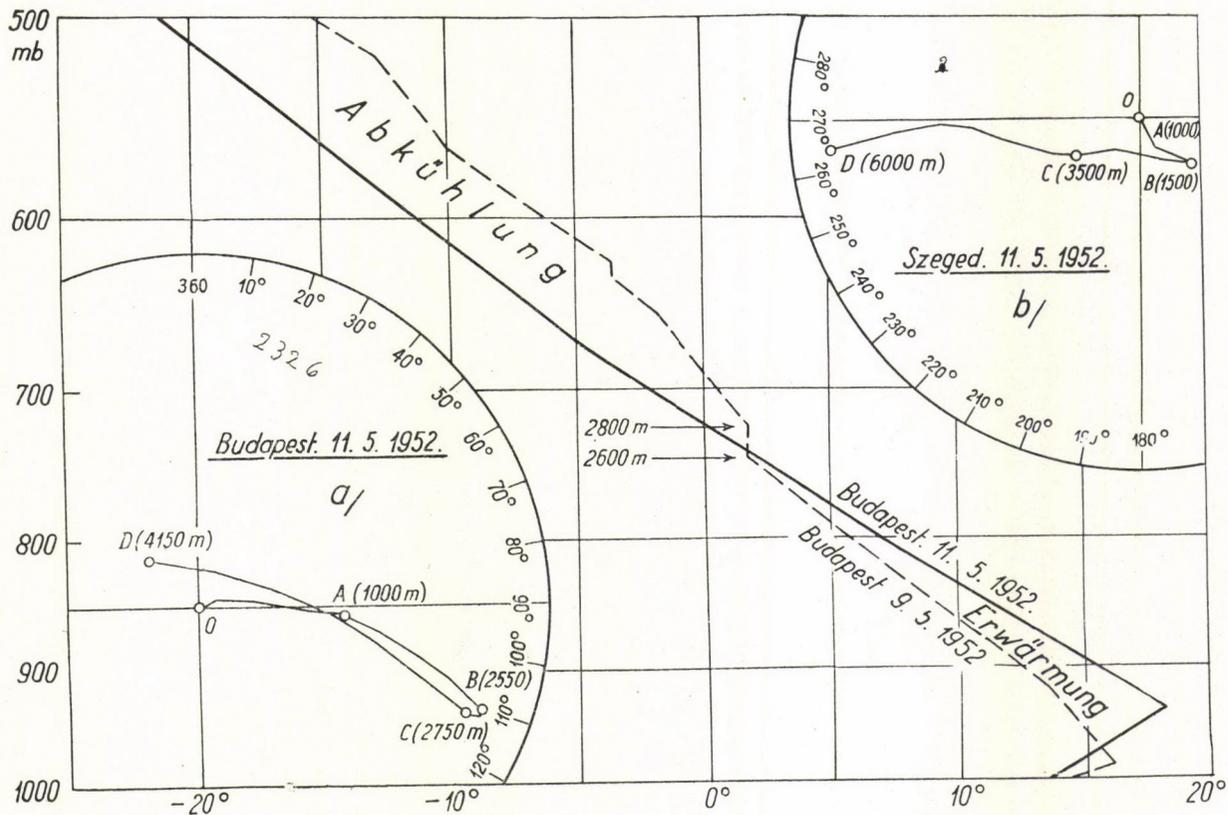


Abb. 2

In Abb. 3 sind die mittleren Isothermen (gestrichelte Linien) der die 5 km hohe Luftschicht repräsentierenden, von den 1000 und 500 mb-Isobarflächen begrenzten Luftschicht am 17. Mai 1952, an dem der ersten Frostnacht vorherge-

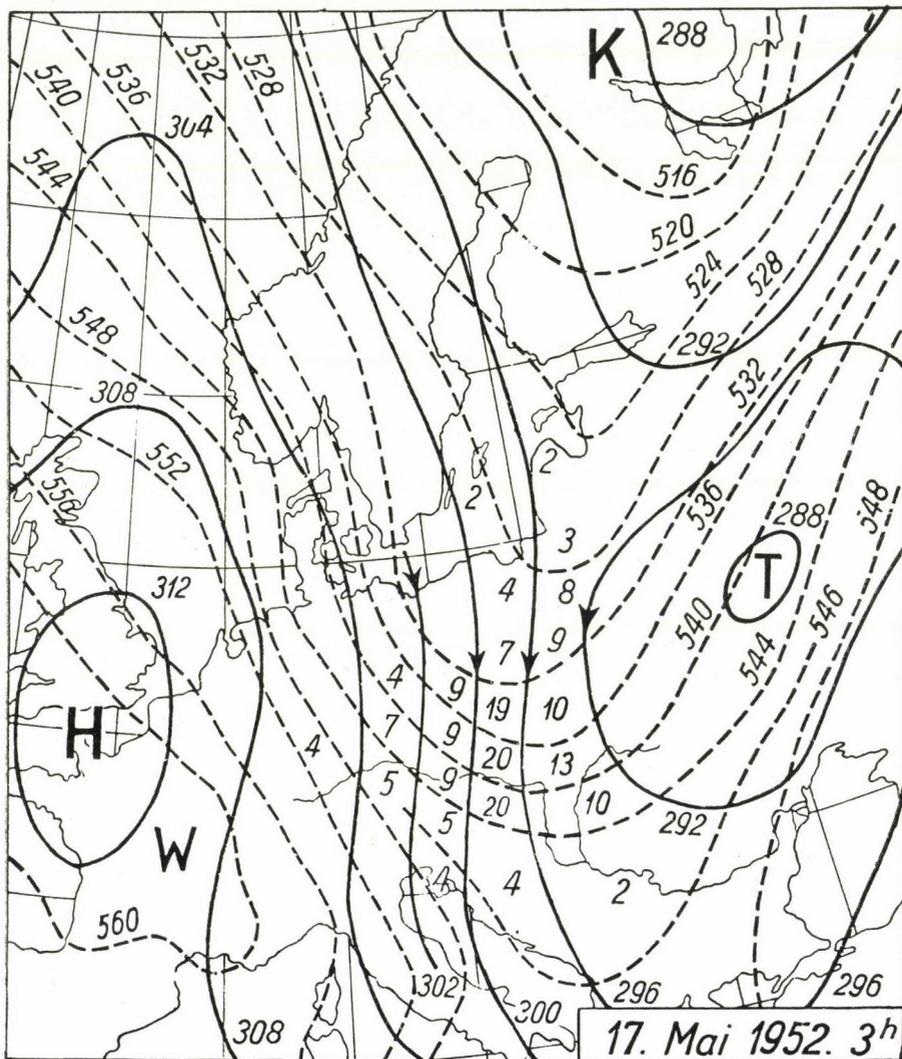


Abb. 3

henden Tag, sowie die ungefähr in der Mitte dieser Schicht liegenden Isohypsen (voll ausgezogene Linien) der 700 mb-Fläche dargestellt. Aus den Grundlagen der advektiv-dynamischen Analyse ist bekannt, dass das thermobarische Feld die Temperaturadvektion in der betreffenden Luftschicht angibt [6].

Es ist offensichtlich, dass die wechselseitige Lage der Windrichtung und der Isothermen vom Gesichtspunkt der Advektion nicht gleichgültig ist. Weht der Wind in der Richtung der Isothermen, so ist die Advektion Null, am grössten ist sie hingegen dann, wenn die Windrichtung senkrecht zu den Isothermen verläuft. Auch die Grösse des in die Windrichtung fallenden Temperaturunterschiedes und der Windgeschwindigkeit ist nicht gleichgültig. Mit der Zunahme der beiden Grössen nimmt auch die Advektion zu. Die Grösse des Temperaturunterschiedes und der Windgeschwindigkeit kommt in der Dichte der in gleichmässigen Stufen gezogenen Isothermen und Stromlinien zum Ausdruck. Es ist ganz offenkundig, dass in dieser graphischen Darstellung die Temperaturadvektion desto stärker sein wird, je grösser die Dichte der Kurvenscharen der Isothermen und der Stromlinien ist und in je steilerem Winkel sich die einen bestimmten Punkt durchlaufenden zweierlei Kurven schneiden, d. h. je kleiner die durch die zwei Kurvenscharen bestimmte Fläche  $F$  des sogenannten Advektionsvierecks ist. Der Zahlenwert der Advektion kann folgendermassen geschrieben werden :

$$A = K/F \text{ [Grad/Tag]}$$

wo  $K$  von der geographischen Breite des Ortes und der Dicke der Luftschicht abhängt, in der die Advektion beobachtet wurde.

Die Fläche  $F$  des Advektionsvierecks wurde in den Berechnungen mit einer Flächeneinheit gemessen, deren jede Seite einem im Gradnetz der Höhenkarte einem Längengrad entsprechenden Linienteil gleich ist. Die Fläche der Advektionsvierecke lässt sich so mit Hilfe des Gradnetzes durch graphische Addierung einfach berechnen. In diesem Fall hängt der Wert von  $K$  auch vom Massstab der Karte ab [7].

Es ist ersichtlich, dass am 17. Mai über Mitteleuropa eine Kaltadvektion herrscht, da der Wind von Norden, von den kälteren Isothermen her weht. Es ist auch zu sehen, dass die Advektionsvierecke am kleinsten über Westungarn sind, hier ist die Advektion am stärksten. Die in den Vierecken stehenden Zahlen geben den Wert der Advektion in Grad/Tag an. Demgemäss wäre über Westungarn bei unveränderten Advektionsverhältnissen in einem Tag ein Temperaturrückgang von  $20^\circ$  zu erwarten.

Bezieht man diese Advektionswerte auf den mittleren Punkt des Vierecks, so können die Advektionsisothermen gezeichnet werden, d. h. jene Kurven, denen entlang der Advektionswert stets gleich ist. Diese Kurven sind aus Abb. 4 ersichtlich. Somit erstreckt sich das Abkühlungsgebiet ungefähr von der Donaulinie bis zum Dnjepr, dehnt sich nach Westen bis nach Frankreich aus, während es sich nach Norden zu auch auf die Ostsee ausbreitet. Die intensivste Abkühlung ist über Westungarn zu beobachten. Die Kurven verdichten sich von Norden nach Süden, am grössten ist ihre Dichte in der Frontlinie des Kälteeinbruchs, an der Kaltfront. Diese Front, die auch auf Grund

anderer Beobachtungen bestimmt werden kann, liegt südlich von Ungarn, an der Linie der Drau und der unteren Donau. Dieses Bild hält die augenblickliche Lage am Morgen des 17. Mai fest.

Wird auch die tatsächlich bestehende Bewegung in Betracht gezogen, so ist die Gefahr für Westungarn bedeutend kleiner, als sie durch die Isallothermen angedeutet wird. In der nächsten Stunde zieht nämlich über dieses Gebiet

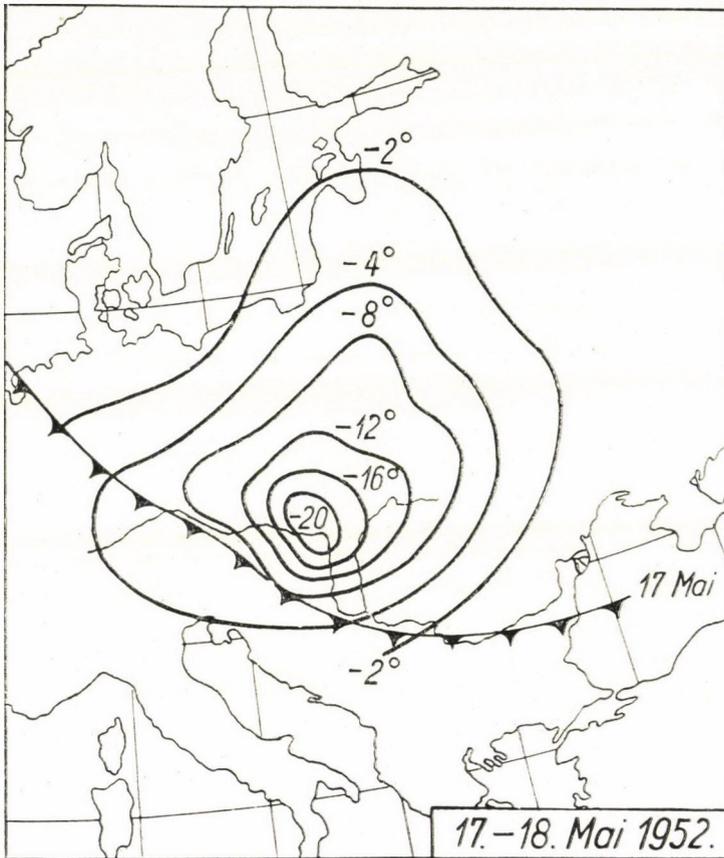


Abb. 4

schon die einen kleineren Wert aufweisende Abkühlungskurve hinweg. Gleichermassen kann erwartet werden, dass sich das am stärksten abkühlende Gebiet südwärts verzieht.

Abb. 5 zeigt die im Laufe von 24 Stunden beobachtete Abkühlung. Den Erwartungen entsprechend verzog sich das Abkühlungsgebiet nach Süden, wobei die wirkliche Temperaturveränderung in seinem Kern, am Unterlauf der Donau, 7° in einem Tag betrug. Die Advektion selbst stellt also einen mit der Luftströ-

mung und der Temperaturverteilung verknüpften Vorgang dar, wobei die wirklich eintreffende Advektionsveränderung der Integralwert der momentanen Advektion ist. Ebendeshalb ist es wünschenswert, den zeitlichen Verlauf der Advektion mit je häufigeren Höhenwindmessungen zu verfolgen.

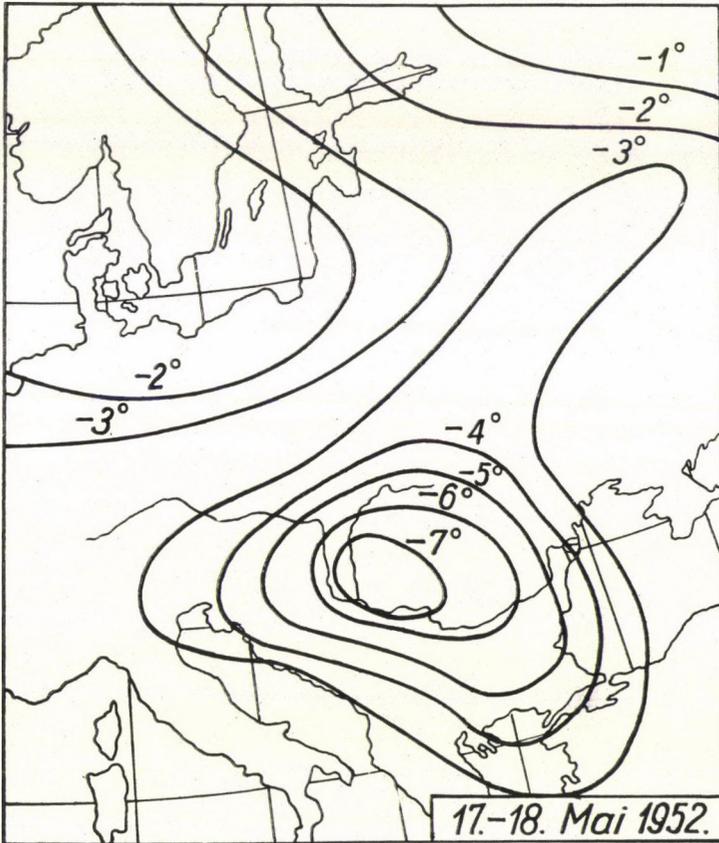


Abb. 5

### 3. Die Rolle der Advektion in der Vorbereitung der Ausstrahlung

Die Frühjahrsnachtfrostschäden des Jahres 1952 wurden neben der Kaltadvektion in hohem Masse auch durch die Trockenheit der Luft verschärft. Diese ermöglichte die starke Ausstrahlung und die örtliche Abkühlung der unteren Luftschichten. Die Behandlung der Advektion wäre nicht vollständig, wenn man es unterlassen wollte, die auf dem Gebiete der Feuchteadvektion durch die Höhenwetterkarten und Radiosondenaufstiege gebotenen Möglichkeiten anzugeben.

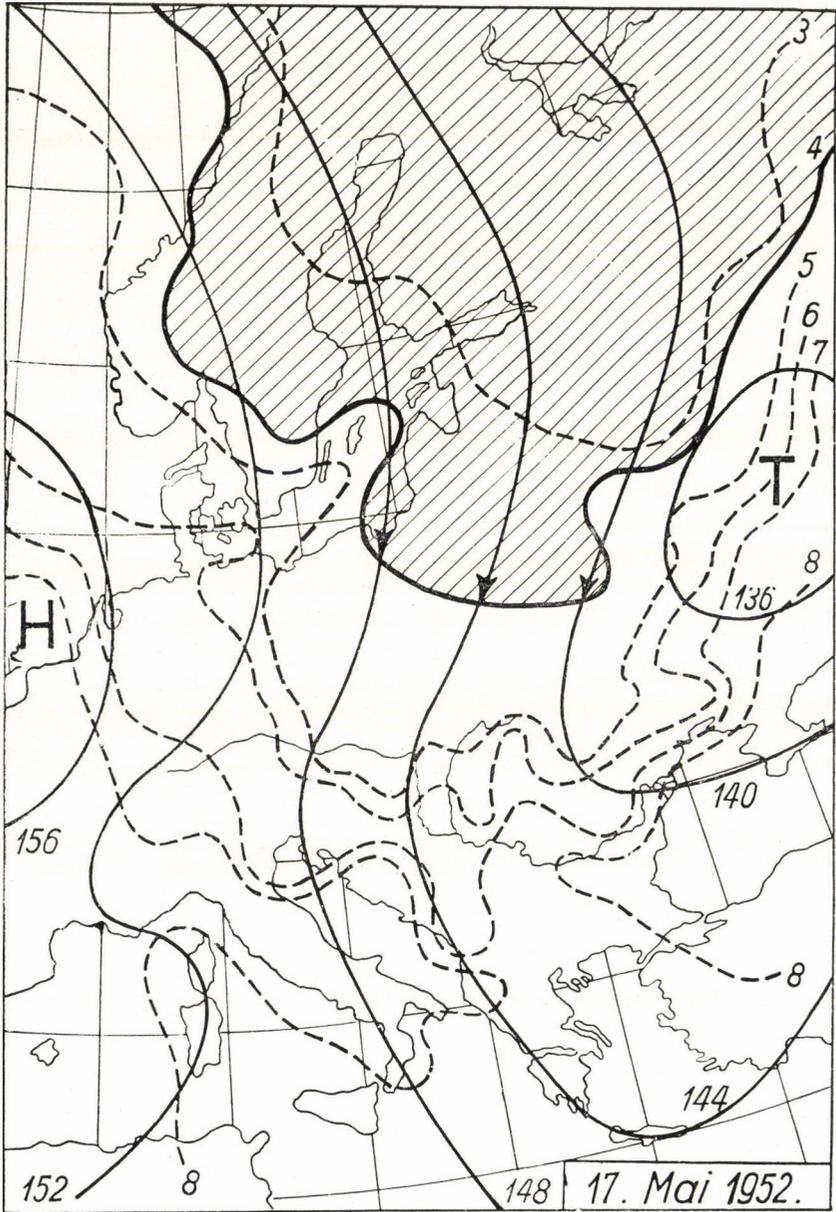


Abb. 6

Auf Grund der obigen Anführungen lässt sich die Feuchteadvektion dann bestimmen, wenn die horizontale Verteilung des Feuchtigkeitsgehalts und die Windverhältnisse in einer entsprechend gewählten Schicht bekannt sind. Es stellt sich die Frage nach der Luftschicht, die für die Berechnung der Feuchteadvektion am besten unseren Zwecken entspricht.

Die Feuchtigkeit der Luft vermindert die Strahlungsfröste auf zweierlei Arten. Einerseits absorbiert sie einen Teil der langwelligen Bodenstrahlung und ersetzt den Verlust der Bodenwärme durch Gegenstrahlung. Von diesem Gesichtspunkt muss nicht bloss der Feuchtigkeitsgehalt der untersten, sondern auch der der höheren Luftschichten in Betracht gezogen werden. Andererseits gleicht die in der bodennahen Luftschicht beim Erreichen des Taupunktes frei werdende Kondensationswärme die Kühlwirkung der Ausstrahlung aus, so dass sie im Falle eines positiven Taupunktes einen Schutz gegenüber den Strahlungsfrösten bietet. Dementsprechend bildet das Sinken des Taupunktes der unteren Luftschicht unter null Grad die für das Eintreten der Nachtfroste notwendige Vorbedingung.

Da im allgemeinen der Feuchtigkeitsgehalt der Luft mit der Höhe abnimmt, so repräsentiert die spezifische Feuchtigkeit der unteren Luftschicht in gewissem Masse auch den totalen Wasserdampfgehalt. Demnach erscheint die Beobachtung der in der unteren Luftschicht erfolgenden Feuchteadvektion als praktisch genügend. Da jedoch die horizontale Strömung der unteren Luftschichten aus den bekannten Gründen gestört ist, wurde bei der Berechnung der Feuchteadvektion versucht, die spezifische Feuchte der bodennahen Luftschicht und die Luftströmung des oberhalb der Störungsschicht befindlichen 850 mb-Niveaus (ca. 1500 m) miteinander zu verbinden. Die gestrichelten Linien in Abb. 6 stellen die Kurven der gleichen spezifischen Feuchte (Isogramme) am 17. Mai, am ersten Tage vor der Frostnacht dar. Die südliche Grenze der Kaltluftmasse wird durch die Dichte der Isogramme auf dem Gebiet Ungarns deutlich angezeigt. Die Frage ist nun, wo sich in dieser Luftmasse die zu Frost neigende Luft befindet.

Es ist bekannt, dass der Druck und die spezifische Feuchte den Taupunkt der Luft bestimmen. Wird der Druck am Boden mit annähernd 1000 mb angenommen, so gehört zu jedem Isogramm ein bestimmter Taupunkt. Zu dem vom Gesichtspunkt der Nachtfroste wichtigen Taupunkt von  $0^{\circ}$  gehört bei einem Druck von 1000 mb eine spezifische Feuchtigkeit von 3,8 g/kg. Zur Frostprognose ist es also notwendig, das durch die Advektion bewirkte Fortschreiten des 4 g/kg-Isogrammes (in Abb. 6 die dick ausgezogene Linie) aufmerksam zu verfolgen.

Hinter dieser Linie befindet sich eine die Strahlungsfröste fördernde Luftmasse. Die ausgezogenen Linien der Abbildung — die Isohypsen des 850 mb-Niveaus — geben die Windverhältnisse oberhalb der Störungszone an. Es ist ersichtlich, dass der Wind die zu Frost neigende Luft geradewegs gegen Ungarn treibt. Die Verschiebung des einem Taupunkt von  $0^{\circ}$  entsprechenden Isogram-

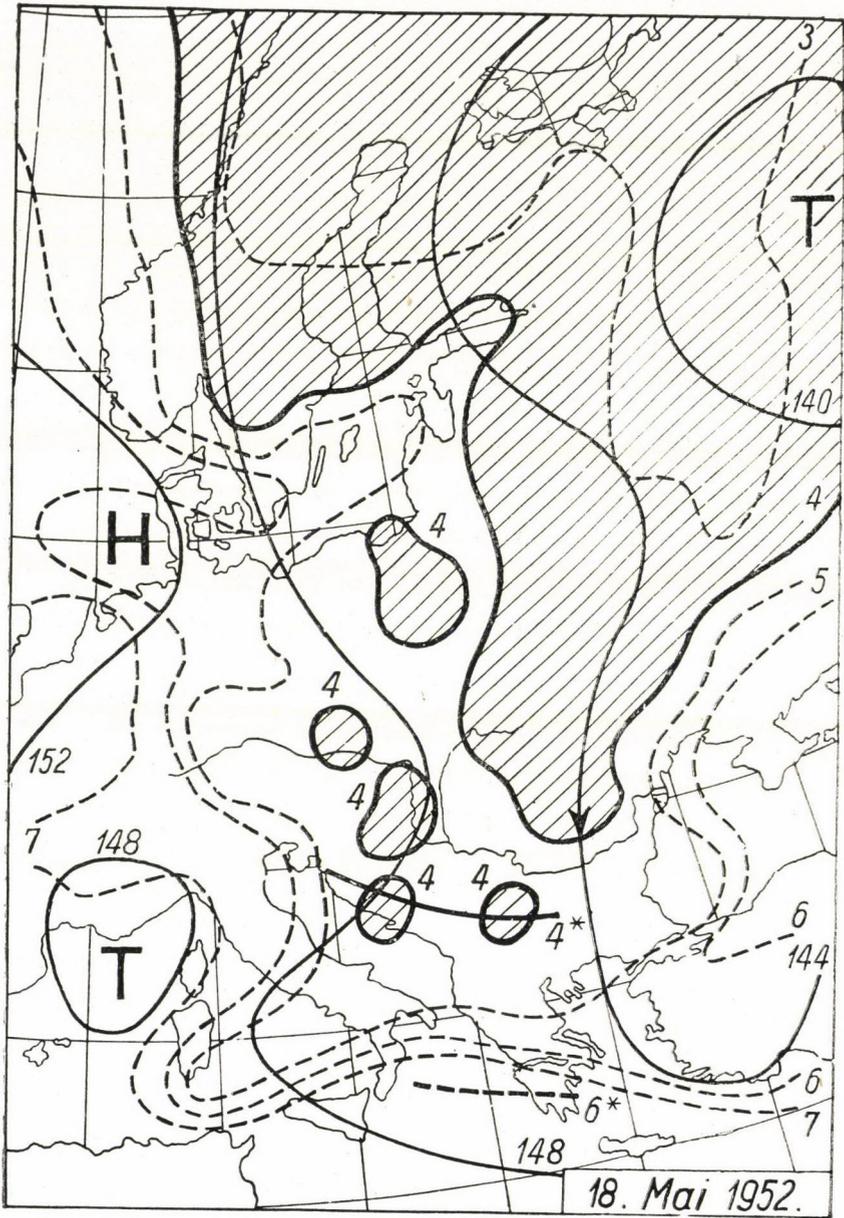


Abb. 7

mes kann in erster Näherung mit Hilfe des Gradientenwindes berechnet werden. Die mit 4\* bezeichnete Linie auf Abb. 7 stellt die für den 18. Mai berechnete Lage des 4 g/kg-Isogrammes dar, während die mit 6\* bezeichnete gestrichelte Linie die mit der Luftmassengrenze zusammenfallende Lage des 6 g/kg-Isogrammes gleichfalls für den 18. Mai angibt. Es ist zu sehen, dass in diesem Fall die Bestimmung der Strömung des 850 mb-Niveaus einen befriedigenden Anhaltspunkt für die Berechnung der Feuchteadvektion ergab. Natürlich muss für genauere Berechnungen auch die Modifikation des Strömungsbildes in Betracht gezogen werden.

Entsprechend der Verschiebung des kritischen 4 g/kg-Isogrammes traten in Ungarn am Morgen des 18. Mai die ersten Strahlungsfröste auf.

Das Anliegen der vorliegenden Arbeit war, die Methoden der synoptischen Aerologie in Verbindung mit den Frühjahrsnachtfrösten des Jahres 1952 darzustellen. Diese Methoden sind bereits ein erster Schritt in der Richtung, die Witterungsvorgänge nicht nur qualitativ, sondern auch quantitativ zu charakterisieren. Die angeführten Beispiele lassen die Einheitlichkeit der Atmosphäre erkennen, die keine abgesonderte Betrachtung der einzelnen Vorgänge mehr zulässt. Es wurde hier gezeigt, dass die Temperaturadvektion vom Bereich des Wärmehaushaltes in die Prozesse des Wasserkreislaufs übergreift, während die in den Rahmen des Wasserhaushaltes gehörige Feuchteadvektion den Strahlungshaushalt des Bodens und der Atmosphäre verändert und somit die Temperaturvorgänge beeinflusst.

Diese drei Gruppen der Witterungserscheinungen, nämlich die atmosphärischen Vorgänge der Strahlung, der Wärme und des Wassers lenken vom meteorologischen Gesichtspunkt die Entwicklung der Vegetation. Hierdurch erweitert sich der scheinbar enge Bereich der advektiven Temperaturänderungen in der Wechselwirkung mit diesen grossen komplexen Vorgängen und wird zum nützlichen Arbeitsfeld der landwirtschaftlichen Wettervorhersage.

#### ZUSAMMENFASSUNG

Der Verfasser weist auf die Bedeutung der sich in einzelnen Schichten der Atmosphäre vollziehenden advektiven Veränderungen für die Frühjahrsnachtfröste des Jahres 1952 hin. Er teilt die Vorbedingungen dieser Veränderungen in drei Perioden ein. In der ersten Periode, nach dem 9. Mai, erfolgte in den unteren 2 bis 3 km der Atmosphäre über Budapest eine advektive Erwärmung, während in den höheren Schichten eine Abkühlung eintrat. Dies ist aus den Radiosondenaufstiegen und den Höhenwindmessungen ersichtlich (Abb. 2). Die derart eingetretene Labilität bereitete die reichlichen Gewitterschauer dieser Periode vor und förderte in Ungarn eine rasche Entwicklung der Vegetation.

In die zweite Periode fiel die Einströmung der kalten Grönlandluft am 16.—17. Mai. Die Temperaturadvektion ist aus dem thermobarischen Feld vom 17. Mai ersichtlich (Abb. 3). Zwischen den aus diesem berechneten Advektionsisallothermen (Abb. 4) und den die wirkliche Abkühlung zeigenden Isallothermen besteht ein mit der Luftversetzung erklärbarer Unterschied. Die dritte Periode wird durch die Einströmung der zu Frost neigenden, die Ausstrahlung fördernden Luftmasse gekennzeichnet. Der Verfasser bringt dies durch die graphische Darstellung der advektiven Feuchteveränderung zum Ausdruck. Die Isogramme der spezifischen Feuchte der bodennahen Luftschicht verschieben sich gemäss dem 850 mb-Strömungsfeld (Abb. 6 und 7).

Bei der Frostgefahrvorhersage muss eine besondere Aufmerksamkeit der Verschiebung des 4 g/kg-Isogrammes gewidmet werden, die annähernd der Kurve des Taupunktes von 0° C entspricht.

Schliesslich weist der Verfasser auf die engen wechselseitigen Beziehungen zwischen den atmosphärischen Vorgängen hin, die in der von der Temperaturadvektion auf den Wasserhaushalt (Ausbildung der Labilität) und in der von der Feuchteadvektion auf den Wärmehaushalt (Ausstrahlung) ausgeübten Wirkung zutage treten.

Der Verfasser veröffentlicht in dieser Arbeit einfache, praktische Methoden zur Berechnung, der Advektionsveränderungen.

#### LITERATUR

1. Sieland, K.: Scherungswindnomogramme. Ann. d. Met. 1951. 4, 399.
2. Chromow, S. P.: A szinoptikus meteorológia alapjai (Die Grundlagen der synoptischen Meteorologie. Übersetzung aus d. Russ. ins Ungar.) Budapest, 1952.
3. Ключарев, С. С.: К методике анализа изменения температуры в атмосфере. Метеорология и гидрология, 9, 12 (1940).
4. Bodolai, I.—Dési, F.: A hőmérsékleti advekcio meghatározása a szabadlégrékörben. Orsz. Met. Int. Beszámoló az 1953-ban végzett kutatásokról (Die Bestimmung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre. Bericht über die 1953 durchgeführten Forschungen).
5. Béll, B.: A termikus advekcio meghatározása magassági térképeken és pilótmérésekkel. Orsz. Met. Int. Beszámoló az 1953-ban végzett kutatásokról. (Die Bestimmung der thermischen Advektion auf Höhenwetterkarten und mit Pilotmessungen. Bericht über die 1953 durchgeführten Forschungen).
6. Белинский, Б. А.: Динамическая метеорология. Москва—Ленинград, 1948.
7. Béll, B.: Gyakorlati módszerek a hőmérsékleti advekcio meghatározására (Praktische Methoden zur Bestimmung der Temperaturadvektion.) Időjárás 1953, 57, 350.

#### АДВЕКТИВНЫЕ АТМОСФЕРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В МАЙСКОМ МОРОЗНОМ СОСТОЯНИИ ПОГОДЫ

Б. БЕЛЛЬ

Резюме

Статья указывает на значение адвективных изменений, происходящих в некоторых слоях атмосферы, в майском морозном состоянии погоды 1952 года. Его погодное приготовление разделяется автором на три этапа. В первом этапе, после 9-го мая, в нижних 2—3 километрах атмосферы над Будапештом происходил адвективный нагрев, а в высших слоях происходило адвективное охлаждение. Это подтверждается взлетом радиозонда и высотными измерениями ветров (рис. 2.) Наступившее впоследствии непостоянство подготовило обильные грозовые дожди этого периода и вызвало быстрый рост растительности в Венгрии.

Второй этап составлялся притоком холодного, гренландского воздуха 16 и 17 мая. Адвекция температуры на 17 мая приводится картой термобар от 17 мая (рис. 3.). Между адвекционными изаллотермами (рис. 4.), исчисляемыми из этого, изаллотермами, показывающими фактическое охлаждение, имеется объяснимое смещением расхождение.

Третий этап — приток воздушной массы, склонной к морозу и способствующей излучению, от 17—18 мая. Автор демонстрирует это адвективным изменением влажности. Изограммы специфичной влажности почвы в крупных чертах смещаются полем притока в 850 мб. (рис. 6 и 7). При прогнозе опасности мороза особое внимание должно быть уделено смещению изограммы в 4 г/кг, соответствующее кривой точки росы приблизительно в 0° C.

Автор, наконец, указывает на тесную связь между атмосферными процессами, проявляющуюся во влиянии температурной адвекции на водный режим (образование непостоянства) и адвекции влажности на тепловой режим (излучение).

В статье автор сообщает о простых практических методах исчисления адвективных изменений.

## ADVECTIVE ATMOSPHERIC CHANGES IN MAY FROST

By

B. BÉLL

## SUMMARY

The treatise deals with the importance of the advective changes having taken place in certain layers of the atmosphere during the frost in May 1952. Its meteorological preparation has been divided into three periods. In the first period, after the 9th of May, there was above Budapest an advective rise in temperature in the first 2—3000 meters of the atmosphere, and an advective fall in the upper layers. This was established by radio sounding and high altitude anemography (Fig. 2). The instability that had arisen led up to abundant thundery rainfalls, which caused rapid growth of the vegetation in Hungary.

The second period was that of an influx of cold air from Greenland on May 16 and 17. The temperature advection is shown in the thermobaric map of May 17. (Fig. 3).

There is a difference between the advective isallotherms (Fig. 4), calculated from the data in this map, and the isallotherms showing the actual fall in temperature. This can be explained by transport.

The third period was an influx of air masses on May 17 and 18 disposed to frost and promoting radiation. Author demonstrates this by the advective changes in humidity. The isograms of specific soil humidity are transported roughly with the wind field of 850 millibars (Figs. 6 and 7). In forecasting frost danger particular attention is to be paid to the transference of the 4 g/kg isograms which corresponds approximately to the thaw point curve at 0° C.

In conclusion, author points at the close interconnection between atmospherical processes manifesting itself in the effect of the temperature advection upon the water economy (formation of instability) and of the humidity advection upon the heat economy (radiation).

Simple practical methods are described in the paper to calculate advective changes.