

IDŐJÁRÁS

1

1960. JANUÁR – FEBRUÁR

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА * WETTER * TEMPS * WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)

Dr. BÉLL B.

Dr. BERKES Z.

BODOLAI I., a fiz. tud.

kandidátusa

Dr. S. BRANDEJS (Prága)

Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)

Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)

Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő

Dr. HILLE A.

Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)

S. JAHO (Tirana)

Dr. KAKAS J. szerkesztő

P. KASNECI (Tirana)

Dr. KÉRIM.

Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)

Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)

Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)

Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)

Prof. dr. W. OKOLOWICZ

(Warszawa)

Dr. OZORAI Z.

Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)

Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)

Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)

Prof. dr. F. STEINHAUSER

(Wien)

*

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:

BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1

TELEFON : 353-500

*

ELŐFIZETÉS:

EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70.

ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV.

SZÁMLÁN), A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG

TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764.

METEOR. TÁRS. TAGDJL BEF. SZÁMLÁN)

*

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

TARTALOM

<i>Krastanov, L.—Jordanov, D. (Sofia):</i> Über das Kriterium des thermischen Gleichgewichts in der Atmosphäre (A légkör termikus egyensúlyának kritériuma)	1
<i>Čadež, M. (Beograd):</i> Thermodynamic Diagram for the Relative Humidity (Termodinamikai diagramm a relatív nedvességre	8
<i>Bodolai I.:</i> Опыт количественного прогноза осадков при прохождении теплого фронта (Kísérlet a csapadék számszerű előrejelzésére meleg frontok átvonulásánál)	13
<i>Takács Lajos—Zách Alfréd:</i> A borultság és a napsütés óráértékeinek kapcsolata	21
<i>Péczely György:</i> A Kárpátok védőhatása északeleti hidegetörés esetén	28
<i>Goll György:</i> Talajok fényvisszaverőképességének függése a nedvességtartalomtól és a fény színétől	35
<i>Szepesiné Lőrincz Anna:</i> A talajközeli légréteg páramomásának vizsgálata a Balaton térségében	38
<i>Kozma Ferenc—Stollár András—Szilágyi Tibor:</i> Szellőztetett termisztoros pszichrométer	44
<i>Pletser János:</i> A száraz és nedves talaj hőmérséklete	47
<i>Tánczer Tibor:</i> A számszerű előrejelzések kiértékeléséről	49
<i>Mészáros Ernő:</i> Új elmélet a zivatarfelhők elektromos jelenségeinek magyarázatára	52
<i>Szepesi Dezső:</i> A divergenciamentes szintről	54
A Magyar Meteorológiai Társaság pályázati hírdetményei ..	56

IRODALOM

<i>Weickmann, H.—Smith, W.:</i> Mesterséges esőkeltés (Wirth E.)	58
<i>Mihel, V. M.:</i> A pilotléggömbös megfigyelések módszertani kérdései, a megfigyelések feldolgozása és gyakorlati alkalmazása (Mészáros E.-né)	59
<i>Zimmermann, K. F.:</i> A variációsstatistika kézikönyve (Popovics I.-né)	59
UNESCO A száraz övezetek kutatása VIII. (Popovics I.-né)	60

KRÓNKA 61

L. Krastanov und D. Jordanov (Sofia)*:

Über das Kriterium des thermischen Gleichgewichts in der Atmosphäre

Criterion of the thermic balance of the atmosphere. The atmosphere is in a state of thermic balance if the heat has no turbulent current in vertical direction. In order to maintain this state a balance-gradient must exist. If only a mechanic turbulence is present in the atmosphere the balance-gradient is equal to the dry adiabatic temperature gradient. In case of a simultaneous subsistence of mechanic and thermic turbulence the equilibrium gradient depends on the value wT . This value can be determined only in a theoretical way by starting from the determination of the equilibrium gradient. In connection with this a new method is presented by the authors.

*

Daß sich die Atmosphäre im thermischen Gleichgewicht befinde, d. h. der turbulente Vertikalstrom der Wärme gleich Null sei, muß, wie *M. I. Budiko* und *M. I. Judin* [1, 2] 1946 nachgewiesen haben, ein vertikaler Temperaturgradient β (von den Autoren Gleichgewichtsgradient genannt) vorhanden sein, der kleiner als der trockenadiabatische Gradient, d. h. $\beta < \gamma_a$, ist. Die genannten Autoren haben eine Methode zur Berechnung von β nach experimentellen Angaben über die Verteilung der Lufttemperatur in der Höhe bei kleinen Werten des turbulenten Wärmestromes ausgearbeitet. Es hat sich erwiesen, daß der auf diese Weise gefundene Wert von β 5—7°/km beträgt und sich, je nach den meteorologischen Verhältnissen in der Atmosphäre, in einem verhältnismäßig engen Intervall verändert. Nach dem von *Budiko* und *Judin* angenommenen Grundmechanismus wird auf dem Ausgangsniveau, auf dem die Vertikalgeschwindigkeit des individuellen turbulenten „Wirbels“ gleich Null ist, die künftige Vertikalbeschleunigung dieses Wirbels, infolge der von den horizontalen Temperaturfluktuationen herrührenden archimedischen Beschleunigungen auf diesem Ausgangsniveau, nicht nur von dynamischen, sondern auch von thermischen Faktoren bestimmt. Daher bewegen sich die wärmeren (und gegenüber der umliegenden Atmosphäre weniger dichten) Wirbel vornehmlich nach oben und die kälteren (und dichteren) vorwiegend nach unten. Infolgedessen ist die mittlere potentielle Temperatur der auf ein Niveau z (über dem Ausgangsniveau) gelangenden Wirbel höher als die potentielle Temperatur auf dem Ausgangsniveau. Dagegen werden die unter das Ausgangsniveau gelangenden Wirbel eine niedrigere mittlere potentielle Temperatur als das Ausgangsniveau haben. Hieraus geht hervor, daß die potentielle Temperatur beim thermischen Gleichgewicht nicht konstant ist, sondern mit der Höhe zunimmt. Dies alles ist auf die Abhängigkeit zurückzuführen, die zwischen der Bewegungsrichtung der Wirbel und dem Vorzeichen der

* Die Verfasser des Aufsatzes sind Prof. Dr. *Ljubomir Krastanov*, Vizepräsident der Bulg. Akademie für Wissenschaften und *Dimiter Jordanov*, wissenschaftlicher Mitarbeiter des Institutes für Hydrologie und Meteorologie, Sofia (Bulgarien)

horizontalen Temperaturpulsation auf dem Ausgangsniveau besteht und berücksichtigt werden muß.

Hieraus leiteten *Budiko* und *Judin* folgende Formel für den turbulenten vertikalen Wärmestrom ab :

$$q = -c_p \varrho K \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \beta \right). \quad (1)$$

Darin bedeuten q den vertikalen Wärmestrom je Flächeneinheit, ϱ und c_p die Dichte und spezifische Wärme der Luft, K den Koeffizient der Turbulenz, \bar{T} die absolute Temperatur, z die Höhe und β den vertikalen Gleichgewichtsgradienten der absoluten Temperatur.

Später untersuchten auch *Priestley* und *Swinbank* [3] den vertikalen Wärmestrom, wobei sie von demselben Mechanismus ausgingen. Sie befolgten die Methode von *D. Brunt* und erhielten für die Temperaturpulsation auf einem beliebigen Niveau den Ausdruck

$$T'_z = T''_{z-l} - l \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \gamma_a \right) \quad (2)$$

und für den mittleren Wärmestrom durch das Niveau z

$$q = c_p \varrho \overline{w' T'_z} = c_p \varrho \left[-\overline{w' l} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \gamma_a \right) + \overline{w' T''_{z-l}} \right], \quad (3)$$

worin w' die Pulsation der vertikalen Geschwindigkeitskomponente, T'_z die Temperaturpulsation auf dem Niveau z , T''_{z-l} die Horizontalfluktuation der Temperatur auf dem Ausgangsniveau ($z-l$) und l den Mischungsweg der individuellen Wirbel bedeuten. Der waagerechte Strich besagt, daß der Zeitmittelwert zu suchen ist.

Da $\overline{w' l} = K$, ergibt sich aus (3)

$$q = -c_p \varrho K \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \gamma_a - \frac{\overline{w' T''_{z-l}}}{K} \right]$$

und hieraus wiederum für den Gleichgewichtsgradienten

$$\beta = \gamma_a - \frac{\overline{w' T''_{z-l}}}{K}. \quad (4)$$

Das erste Glied in den Klammern von (3) drückt den von *Brunt* [4] abgeleiteten Teil des von einer höheren zur niedrigeren potentiellen Temperatur gerichteten Wärmestromes aus. Das zweite Glied in (3) ist von dem Gradienten der potentiellen Temperatur unabhängig und drückt das Bestehen eines der freien Konvektion in der Atmosphäre analogen Prozesses aus. Er wird dadurch hervorgerufen, daß die wärmeren Wirbel ($T'' > 0$) sich vornehmlich aufwärts bewegen ($w' > 0$), so daß die Größe $\overline{w' T''}$ betont positiv ist. Nach *Priestley* und *Swinbank* rührt der erste Strom von der „mechanischen“ und der zweite von der „konvektiven“ Turbulenz her.

Wie aus (4) ersichtlich, hängt der Gleichgewichtsgradient wesentlich von der Größe $\overline{w' T''_{z-l}}$ ab. Diese Größe kann aber nicht berechnet werden, da sich die horizontale Temperaturfluktuation auf dem Ausgangsniveau T'' nicht experimentell finden läßt. Daher muß zur theoretischen Bestimmung des Gleichgewichtsgradienten der Wert von $\overline{w' T''}$ ermittelt werden. Es wird darauf hingewiesen, daß ein wesentlicher Nachteil in den bisherigen Untersuchungen darin besteht, daß in Formel (3) die Pulsation w' und der Mischungsweg l , bei gleichzeitiger Wirkung des dynamischen und thermischen Faktors, nicht eindeutig definiert sind.

Um den mittleren vertikalen Wärmestrom durch ein beliebiges Niveau z zu finden, wird von der durchaus begründeten Auffassung ausgegangen, daß er von zwei gleichzeitig verlaufenden Prozessen gebildet wird, nämlich von der gezwungenen Konvektion (der mechanischen Turbulenz) und von einem der freien Konvektion (thermischen Turbulenz) ähnlichen Vorgang. Das Verhältnis zwischen diesen beiden Prozessen verändert sich je nach den Veränderungen der Charakteristiken der Luftströmung und der darunterliegenden Erdoberfläche. Je größer z. B. die Luftströmung ist, um so mehr nimmt die mechanische Turbulenz die Oberhand gegenüber der thermischen (konvektiven Turbulenz); bei einer Strömungsgeschwindigkeit gleich Null und starker Überhitzung der darunterliegenden Erdoberfläche verschwindet die mechanische Turbulenz, während die thermische (konvektive) in eine reine freie Konvektion (Grenzfall) übergeht.

In allen Zwischenzuständen treten die mechanische und die thermische Turbulenz gleichzeitig auf. Infolgedessen ist die Gesamtbeschleunigung der Turbulenzelemente in diesen Zuständen von zwei Faktoren bedingt, einem dynamischen und einem thermischen, und kann daher als aus zwei Komponenten bestehend betrachtet werden. Dementsprechend hat die Pulsation der vertikalen Geschwindigkeitskomponente zwei Ursachen (Komponenten): die thermische Pulsation w'_T , hervorgerufen durch die Wirkung der archimedischen Kräfte, und die mechanische Pulsation w'_M die auf den dynamischen Charakteristiken der Luftströmung beruht.

$$w' = w'_T + w'_M \quad (5)$$

t somit die resultierende Pulsation der vertikalen Geschwindigkeitskomponente.* Es ist offensichtlich, daß bei Zuständen in der Atmosphäre, in denen beide Faktoren (die mechanische und die thermische Turbulenz) gleichzeitig wirken, w' in Formel (3) den Sinn aus Formel (5) haben muß. Das Summieren der beiden Komponenten in (5) kann darauf beruhen, daß sich beide Prozesse infolge der verschiedenen Ursachen unabhängig voneinander entwickeln. Dies führt auch zur unabhängigen Entstehung von zwei Arten von Pulsationen, die aber gleichzeitig auf den individuellen Wirbeln wirken und die Gesamtpulsation der Geschwindigkeit (w') bedingen.

Da der Mischungsweg l der vertikalen Pulsationskomponente der Geschwindigkeit [5] proportional ist, folgt aus (5), daß er aus zwei Komponenten besteht: l_M — Mischungsweg, hervorgerufen durch die Wirkung der mechanischen Pulsationen w'_T , und l_T — Mischungsweg, hervorgerufen durch die Wirkung der thermischen Pulsationen w'_M , oder

$$l = l_M + l_T \quad (6)$$

Hieraus folgt, daß die Temperaturpulsation eines bestimmten Niveaus T'_z , bei gleichzeitiger Einwirkung der beiden Faktoren, wie folgt darzustellen ist:

$$T'_z = T'_{z-l} - (l_M + l_T) \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \gamma_a \right) \quad (7)$$

In diesem Falle wird der Wärmestrom, bei gleichzeitiger Wirkung beider Faktoren, wie folgt auszudrücken sein:

$$q = c_p \overline{w' T'_z} = c_p \overline{(w'_M + w'_T) T'_{z-l}} - c_p \overline{(w'_M + w'_T) (l_M + l_T) \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \gamma_a \right)} \quad (8)$$

*Diese vereinfachte Vorstellung von der Struktur der resultierenden Pulsation w' läßt sich physikalisch präzisieren.

Je nach der Temperaturstratifikation und den dynamischen Charakteristiken der Luftströmung kann die Luftschicht drei wesentlich voneinander (in Bezug auf den Wärmestrom) verschiedene und sich gegenseitig ausschließende Zustände haben.

Für den Fall, wo keine horizontalen Temperaturfluktuationen bestehen, d. h. wenn $T''_{z-l} = 0$ und $l = l_M$, erhält man für den Wärmestrom

$$q = -c_p K_M (\gamma_a - \gamma), \quad (9)$$

worin K_M den Koeffizienten der mechanischen Turbulenz bedeutet. Der Ausdruck (9) ist die bekannte *Brunt'sche* Formel für den Wärmestrom. Offensichtlich wird bei diesem Zustand das thermische Gleichgewicht in der Atmosphäre durch die Bedingung $\gamma = \gamma_a$ bestimmt, d. h. der Temperaturgradient der Stratifikation muß, damit thermisches Gleichgewicht besteht, dem adiabatischen Temperaturgradienten gleich sein.

In dem Fall, wenn in der Luftschicht die Windgeschwindigkeit $v = 0$ und infolgedessen die dynamische Geschwindigkeit $v_* = 0$ ist, fehlt jegliche mechanische Turbulenz. Die Bewegung der individuellen Wirbel ist ausschließlich auf die Wirkung der archimedischen Kräfte zurückzuführen (da $T''_{z-l} \neq 0$), die nur die Pulsation w'_T hervorrufen. In diesem Zustand treten nur die Größen w'_T und T''_{z-l} miteinander in Korrelation, welches zu einer thermischen oder freien Konvektion führt. Hierbei erhält man für den Wärmestrom

$$q = c_p \varrho \overline{w'_T T''_{z-l}}. \quad (10)$$

Dieser Ausdruck gibt den genauen, in [6] und [7] auf zwei verschiedene Weisen abgeleiteten Wärmestrom bei freier Konvektion in der Atmosphäre an. Da zur Entstehung dieses Wärmestromes überadiabatische Gradienten notwendig sind, d. h. $\gamma > \gamma_a$, ist es offensichtlich, daß in diesem Zustand kein Gleichgewichtsgradient vorhanden sein kann.

Zwischen diesen zwei Grenzzuständen in der Atmosphäre entwickeln sich im allgemeinen solche Zustände, in denen gleichzeitig mechanische und thermische Faktoren wirken, um den turbulenten Wärmestrom zu gestalten. Zur Ermittlung des Wärmestromes q in derartigen Zuständen wird Formel (8) angewandt in der jedoch die einzelnen Glieder physikalisch ausgewertet werden müssen. Nach Multiplikation und Ermittlung des Zeitmittelwertes erhält man aus (8)

$$q = c_p \varrho \overline{w'_T T''_{z-l}} + c_p \varrho \overline{w'_M T''_{z-l}} - c_p \varrho (\gamma_a - \gamma) (\overline{w'_T l_T} + \overline{w'_T l_M} + \overline{w'_M l_T} + \overline{w'_M l_M}).$$

Nachdem die dynamischen Pulsationen w'_M mit gleicher Wahrscheinlichkeit in beiden Richtungen (nach oben und nach unten) auf die auf dem Ausgangsniveau im Ruhezustand befindlichen individuellen Wirbel wirken, ist, bei der Ermittlung des Zeitmittelwertes, $\overline{w'_M T''_{z-l}} = 0$. Da andererseits die Größen w'_T und w'_M nicht entsprechend mit den Größen l_M und l_T in Korrelation treten, ist $\overline{w'_T l_M} = 0$ und $\overline{w'_M l_T} = 0$. Gleichzeitig damit ergibt sich, wenn man nach [6] berücksichtigt, daß $\overline{w'_T T''_{z-l}} = K_T \gamma$ und $\overline{w'_T l_T} = K_T$, $\overline{w'_M l_M} = K_M$, für den Wärmestrom:

$$q = c_p \varrho K_T \gamma - c_p \varrho K_T (\gamma_a - \gamma) - c_p \varrho K_M (\gamma_a - \gamma)$$

oder
$$q = -c_p \varrho K_T (\gamma_a - 2\gamma) - c_p \varrho K_M (\gamma_a - \gamma). \quad (11)$$

worin K_T den Koeffizienten der thermischen Turbulenz darstellt.

Wie aus den obigen Darlegungen ersichtlich, erreicht das Teilchen unter der Wirkung der Pulsation $w' = w'_M + w'_T$ das Niveau z und trägt die Wärmemenge

$$\begin{aligned}
 q &= q_1 + q_2 + q_3, \\
 \text{wobei} \quad q_1 &= -c_p \varrho \frac{w'_M l_M}{l_M} (\gamma_a - \gamma) = -c_p \varrho K_M (\gamma_a - \gamma) \\
 q_2 &= -c_p \varrho \frac{w'_T l_T}{l_T} (\gamma_a - \gamma) = -c_p \varrho K_T (\gamma_a - \gamma) \\
 q_3 &= c_p \varrho w'_T T''_{z-l} = c_p \varrho K_T \gamma;
 \end{aligned}$$

q_1 beruht auf dem bekannten Wärmestrom infolge der adiabatischen Temperaturveränderung des durch w'_M hervorgerufenen individuellen Wirbels während seiner Bewegung; q_2 beruht ebenfalls auf der adiabatischen Veränderung der Temperatur des individuellen Wirbels, der aber unter dem Einfluß der thermischen Pulsation der Geschwindigkeit w'_T entsteht. Daher ist auch dieses Glied, ebenso wie q_1 , von der potentielle Temperatur abhängig. Beide unterscheiden sich nur nach dem Turbulenzkoeffizienten, was auf die verschiedenen Werte der mechanischen und thermischen Pulsation sowie auf die Verschiedenheit der Mischungswege zurückzuführen ist. Außer den Komponenten infolge der adiabatischen Temperaturveränderung des Teilchens (unter dem Einfluß von w'_M und w'_T) besitzt der Wärmestrom eine weitere Komponente. Sie beruht darauf, daß das verhältnismäßig wärmere Teilchen ($T''_{z-l} > 0$), ungeachtet seiner adiabatischen Temperaturveränderung, die, wie wir gesehen haben, den Wärmestrom q_1 , und q_2 hervorruft, auf das Niveau Z gelangt. Folglich ist diese Komponente des Wärmestromes q_3 darauf zurückzuführen, daß die potentielle Temperatur des auf das Niveau z gelangenden Teilchens durchschnittlich höher ist als die potentielle Temperatur des Ausgangsniveaus $z-l$.

Das erste Glied auf der rechten Seite von (11) ist durch die Wirkung der thermischen Turbulenz bedingt, das zweite der bekannte *Bruntsche* Wärmestrom.

Bei $\gamma = \gamma_a$ liegt in diesem Fall kein thermisches Gleichgewicht vor, da man bei dieser Bedingung aus (11)

$$q = c_p \varrho K_T \gamma_a$$

erhält. Dieser Ausdruck zeigt einen nach oben gerichteten Wärmestrom bei freier Konvektion, allerdings bei adiabatischem Stratifikationsgradienten. Aus (11) ist jedoch ersichtlich, daß in diesem Fall ein thermisches Gleichgewicht bei einem Temperaturgradienten $\gamma = \beta \neq \gamma_a$ zustandekommen kann. Dies ist der Fall, wenn (11) gleich Null gesetzt wird, wobei $\gamma = \beta$. Im Ergebnis erhält man für den Gleichgewichtsgradienten β

$$\beta = \frac{K_M + K_T}{K_M + 2K_T} \gamma_a, \quad (12)$$

wobei (vgl. [6])

$$\begin{aligned}
 K_M &= \kappa v_* z \\
 K_T &= \sqrt{2} \lambda^2 \kappa^2 \left(\frac{g}{T} \right)^{1/2} \beta^{1/2} z^2
 \end{aligned}$$

Aus (12) geht hervor, daß sich der Gleichgewichtsgradient β im Intervall

$$0,5 \gamma_a < \beta < \gamma_a \quad (13)$$

bewegt, was sich mit den Versuchsangaben von *Budiko* und *Judin* vollkommen deckt. Ersetzen wir nunmehr die Ausdrücke für K_M und K_T in (12), so ergibt sich

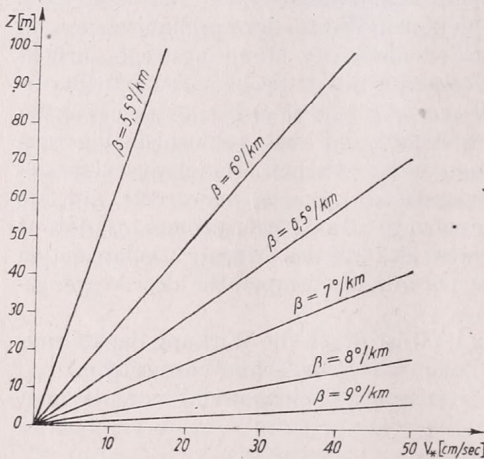
$$\beta = \frac{v_* + \sqrt{2} \lambda^2 \kappa \left(\frac{g}{T} \right)^{1/2} \beta^{1/2} z}{v_* + 2\sqrt{2} \lambda^2 \kappa \left(\frac{g}{T} \right)^{1/2} \beta^{1/2} z} \gamma_a. \quad (14)$$

Dies zeigt, daß der Temperaturgradient β eine Funktion der dynamischen Geschwindigkeit v_* , der mittleren Lufttemperatur T , der Höhe z und der Konstanten λ ist, die sich in dem betrachteten Zustand dem Wert 1 annähert (s. [6]).

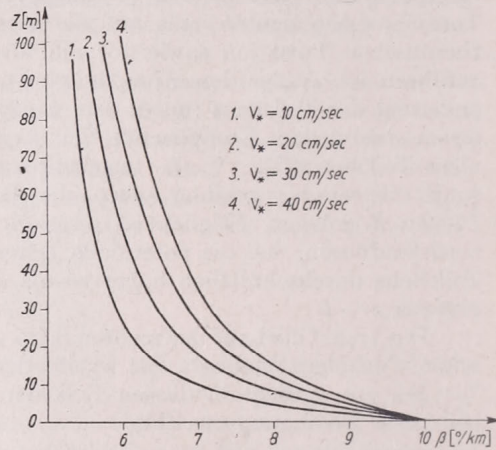
Formel (14) läßt sich wie folgt niederschreiben :

$$v_* = \sqrt{2} \kappa \left(\frac{g}{T} \right)^{1/2} \frac{\beta^{3/2} (2\beta - \gamma_a)}{\gamma_a - \beta} z. \quad (15)$$

Sie ist in Abbildung 1 (bei $\bar{T} = 283^\circ$) für verschiedene Werte von β graphisch wiedergegeben. Man sieht deutlich, daß der Gleichgewichtsgradient für ein bestimm-



1. ábra — Abb. 1.



2. ábra — Abb. 2.

tes v_* mit der Höhe abnimmt, aber den Wert $0,5^\circ/100$ m nicht erreicht. Für eine bestimmte Höhe z wächst der Gleichgewichtsgradient mit der zunehmenden Windgeschwindigkeit an, ohne aber den Wert $1^\circ/100$ m zu erreichen.

In Abbildung 2 ist der Wert des Gleichgewichtsgradienten bei gegebener dynamischer Geschwindigkeit v_* und Temperatur ($\bar{T} = 283^\circ$) graphisch dargestellt.

Die hier erhaltenen Ergebnisse zeigen grundsätzlich, daß sich die gleichzeitige Zusammenwirkung der dynamischen Turbulenz und der horizontalen Temperaturfluktuationen bei der Gestaltung des Wärmestromes genau bewerten läßt, wenn die Struktur der resultierenden Pulsation w' bekannt ist.

LITERATUR

- [1] M. I. Budiko und M. I. Judin : Berichte der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Bd. III, Nr. 7, 1946 (Russisch).
- [2] M. I. Budiko und M. I. Judin : Met. u. Gidr., Nr. 1, 1948 (Russisch).
- [3] C. H. B. Priestley and W. C. Swinbank : Proc. Roy. Soc., London, A 189, 543, 1947.
- [4] L. Krastanov : Mitteilungen der Bulg. Akademie der Wissenschaften, Bd. V, 1955, S. 135 (Bulgarisch).
- [5] L. Prandtl : „Führer durch die Strömungslehre“, 1949.
- [6] L. Krastanov und D. Jordanov : Berichte der Bulg. Akademie der Wissenschaften, Bd. 12, Nr. 3, 1959 (Russisch).
- [7] A. B. Kazanskiĭ und A. S. Monin : Mitteilungen der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Serie Geophysik, 6, 1958, 741 (Russisch).

A LÉGKÖR TERMIKUS EGYENSÚLYÁNAK KRITÉRIUMA

A légkör termikus egyensúlyban van, ha a hő függélyes turbulens áramlása zérus. A zérus turbulens hőcsere a légkör hőmérsékleti gradiensének bizonyos β értékéhez kapcsolódik. Ennek bizonyítását *M. I. Budiko* és *M. I. Judin* [1, 2] adta 1946-ban. Számításuk szerint β kisebb, mint a γ_a szárazadiabatikus hőmérsékleti gradiens, azaz $\beta < \gamma_a$. Számszerinti értéként $5-7^\circ/\text{km}$ -t kaptak. Az említett szerzők β -t egyensúlyi gradiensnek nevezték el. Meghatározásakor bizonyos alapvető mechanizmusból indultak ki. Feltételezték, hogy a légköri turbulens mozgások általában nem csak dinamikus, hanem termikus eredetűek is. Az utóbbi a horizontális hőmérsékletingadozásból származik. A különböző sűrűségű légtetekek szomszédsága a horizontális síkban ugyanis felhajtó erőt hoz létre. Ez megfelel az Archimedes törvényének, annak az elképzelésnek, hogy a melegebb légtetek inkább felfelé, a hidegebbek inkább lefelé mozognak. Budiko és Judin a fenti mechanizmusból kiindulva a turbulens hőáramlást az (1) egyenlettel adta meg.

Később *Priestley* és *Swinbank* [3] is végzett vizsgálatot a turbulens hőkicserélődéssel kapcsolatban. *D. Brunt* módszerét követve valamely tetszőleges szinten fellépő hőmérsékletingadozásra a (2), a közepes hőáramlásra a (3) egyenletet kapták. (2)-ben két ingadozó hőmérsékleti érték is szerepel: T''_z a z szintre, T''_{z-l} pedig z -től l távolságra levő ún. kiindulási szintre vonatkozik. l a keveredési úthossz. A kettős vessző arra utal, hogy T''_{z-l} horizontális hőmérsékletingadozást jelent. A (3) egyenletet (1)-tel összehasonlítva a β egyensúlyi gradiensre vonatkozólag a (4) összefüggést kapjuk.

A (6) egyenlet jobb oldalán — a zárójelek között — két tag szerepel. Az első a hőáramlás *Brunt* által is levezetett részét tartalmazza. Ez a tag az alacsonyabb és a magasabb potenciális hőmérsékletű szintek közötti hőcserét írja le. A második tag a szabad konvekcióval analóg folyamat létezését fejezi ki. Ez abból ered, hogy a melegebb örvények ($T'' > 0$) elsősorban felfelé mozognak. Ezért a $w'T''$ szorzatok átlagértéke pozitívnak adódik.

Mint (4)-ből látható, az egyensúlyi gradiens lényegében a $\overline{w'T''}_{z-l}$ mennyiségtől függ, amely nem számítható, mert T'' értékei nem állnak rendelkezésünkre. Ezért kell elméleti úton $\overline{w'T''}$ meghatározására jutnunk.

Az eddigi elméletek egy hiányosságából indulhatunk ki. A (3) egyenletben ugyanis a w' sebességingadozás és az l keveredési úthossz meghatározása nem egyértelmű. Bontsuk e mennyiségeket összetevőikre. A sebességingadozás felbontását az (5), a keveredési úthosszét pedig a (6) egyenlet szolgáltatja. A T -vel indexelt tagok a termikus, az M -mel indexelték pedig a mechanikus turbulencia összetevői. Ezeknek figyelembevételével a T''_z hőmérsékletingadozásra a (7), a hőáramlásra a (8) egyenlet adódik. Ha nincs horizontális hőmérsékleti ingadozás, (8)-ból a (9) összefüggés adódik az ismert *Brunt*-féle formula, amelyben a termikus egyensúlyt a $\gamma = \gamma_a$ feltétel szolgáltatja. Ha a dinamikus turbulencia hiányzik, a (10) egyenletet kapjuk. Ebben az esetben tehát csak a szabad konvekció érvényesül. Létrejöttéhez az adiabatikus hőmérsékleti gradiensnél nagyobb hőmérsékleti gradiensre van szükség ($\gamma > \gamma_a$), és egyensúlyi gradiens nem létezhet.

A légkörben a mechanikus és a termikus turbulencia tényezői általában egyidejűleg hatnak. Ezért elsősorban a (8) egyenlettel kell foglalkoznunk, amelynek fizikai kiértékelése során a (11) összefüggést kapjuk. A jobboldalon álló első tag a termikus turbulencia következménye, s a második tag ismét a *Brunt*-féle formula.

Most $\gamma = \gamma_a$ esetén nincs termikus egyensúly. β -nak a szárazadiabatikus hőmérsékleti gradiensnél kisebbnek kell lennie ($\gamma = \beta \neq \gamma_a$). Ha (11)-t egyenlővé tesszük zérussal, β -ra vonatkozólag a (12) kifejezést nyerjük. Innen következik, hogy a

β egyensúlyi gradiens a $0,5 \gamma_a < \beta < \gamma_a$ intervallumban mozog. Ez az eredmény *Budiko* és *Judin* kísérleti adataival tökéletesen megegyezik. Ha a K_M mechanikus és K_T termikus turbulens kicserélődési együtthatóknak a [6]-ban található kifejezéseit (12)-be helyettesítjük, β -ra a (14) egyenletet kapjuk. Innen a v_* dinamikus sebességet kifejezve a (15) formulára jutunk. Ez utóbbit az 1. ábrán grafikusán ábrázoljuk. Látható, hogy adott v_* -nál az egyensúlyi gradiens csökken a magassággal, de a $0,5^\circ/100$ m-t nem éri el. Adott z magasság esetén pedig az egyensúlyi gradiens növekvő sebességgel nő, de $1^\circ/100$ m-nél kisebb marad.

A 2. ábrán az egyensúlyi gradiens értékei láthatók, adott v_* dinamikus sebességi értékek figyelembevételével.

A kapott eredmények azt mutatják, hogy a dinamikus turbulencia és a horizontális hőmérsékletingadozás egyidejű összehatása a hőáramlás alakulására pontosan megbecsülhető, ha az eredő w' sebességingadozás ismert.

(A kivonatot készítette: *Titkos Ervin*)

M. Čadež (Beograd)*:

Thermodynamic Diagram for the Relative Humidity

Diagramme thermodynamique de l'humidité relative. L'auteur présente un diagramme thermodynamique montrant les variations de l'humidité relative au cours des mouvements adiabatiques de l'air dans l'atmosphère. Afin de construire ce diagramme l'équation de Clausius-Clapeyron en relation avec l'équation de l'humidité relative est employée.

*

It is often useful to know how the relative humidity changes in the atmosphere during adiabatic motions. For this purpose we can use a thermodynamic diagram which is not difficult to construct. We want to show it here.

From Clausius-Clapeyron's equation we get the differential equation for the relative humidity [1]

$$(1) \quad \frac{dU}{U} = \frac{R_l}{R} \frac{dq}{q} - A \frac{dT}{T} + \frac{dp}{p}$$

where

$$(2) \quad R = R_l (1 + 0,608 q)$$

(U , q , T , p = relative humidity, specific humidity, temperature and pressure of the air, R , R_l = gas constant for the moist and dry air, A = the quotient of internal and external heat of the vaporization). Assuming that the air is moving dry adiabatically, we have

$$(3) \quad \frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \cdot \frac{dp}{p}$$

(c_p = specific heat at constant pressure). If the water vapour of the observed air which is moving adiabatically is in diffusive equilibrium with the water vapour in the surrounding atmosphere, as supposed here, it can be written:

$$(4) \quad dq = 0$$

* Mr. M. Čadež is professor of meteorology at the University of Beograd (Yugoslavia).

Using (3) and (4) in (1), we find :

$$(5) \quad \frac{dU}{U} = - \left(\frac{AR}{c_p} - 1 \right) \frac{dp}{p}$$

which gives us the change of the relative humidity during the adiabatic changes of the pressure, under the condition that the specific humidity is constant. This is the equation of the „adiabatic isogram” ($q = \text{const}$, $dQ = 0$) in the $U - p$ system.

In the equation (5) R and c_p depend on q and they do not change along the adiabatic line. The value A changes relatively little with the pressure (temperature) [1]. By integrating (5) we obtain

$$(6) \quad \log U - \log U_0 = - \left(\frac{\bar{A}R}{c_p} - 1 \right) (\log p - \log p_0)$$

(U , U_0 = relative humidities at the pressures p and p_0 , \bar{A} = mean value of A on the path of the integration). If there is no great difference between p and p_0 , for \bar{A} we can take the arithmetic mean of the A values related to the pressures p and p_0 (where the temperature of the air is T and T_0).

Considering (6) it can be seen that in the orthogonal coordinate system x, y where :

$$(7) \quad x = a \log U + b \quad \text{and} \quad y = a' \log p + b'$$

(a, b, a', b' = constans), the equation of the adiabatic line near the value \bar{A} is approximately represented by the equation of a straight line :

$$(8) \quad y - y_0 = k (x - x_0)$$

where

$$(9) \quad k = - \frac{a'}{a \left(\frac{\bar{A}R}{c_p} - 1 \right)}, \quad x_0 = a \log U_0 + b, \quad y_0 = a' \log p_0 + b'$$

In such a system it is not difficult to draw the adiabatic lines :

For the designing of these lines, the origin of the coordinate system is chosen at $U = 10\%$ and $p = 1000$ mb. For a the value 25 cm and for a' the value 50 cm is taken (as in the original Refsdal's emagram). So the following values are chosen :

$$(10) \quad a = 25 \text{ cm}, \quad b = -25 \text{ cm}, \quad a' = 50 \text{ cm}, \quad b' = -150 \text{ cm}$$

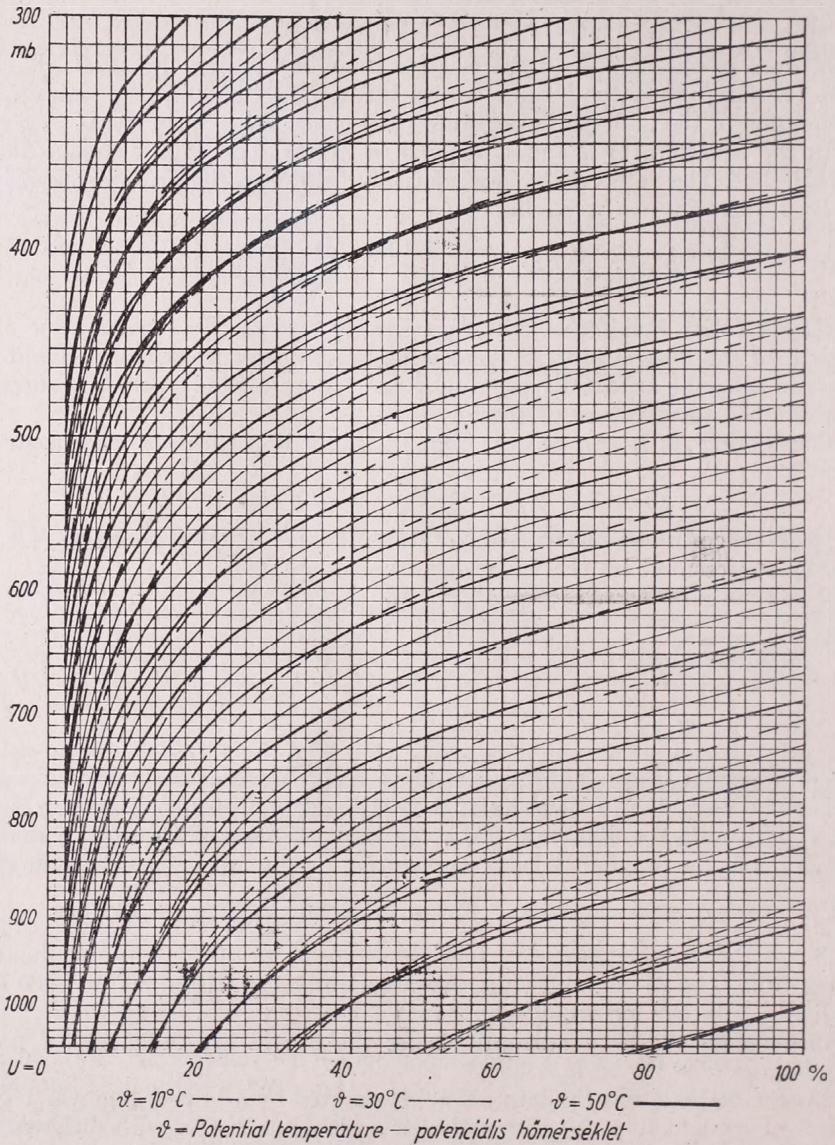
When the relative humidity changes from 10 to 100%, the coordinate x is moving from 0 to 25 cm, and when the pressure changes from 300 to 1060 mb the coordinate y is moving from -26,2 to 1,3 cm.

In such an auxiliary adiabatic paper the curves are designed for potential temperatures $\vartheta = 10, 30$ and 50°C .

Every adiabatic line (isogram) is approximated by a broken line which consists of parts of straight lines (8) with different coefficients k , i. e. with different values of \bar{A} . The breaks of these lines are on the isobars where $y = 0, -2, -4, \dots$

The direction coefficient k is approximately constant for all adiabatic lines at the place where they cut the same isobar ($y = \text{const}$). Namely, on each isobar the temperature is constant. It depends slightly on $R : c_p$, except at high temperatures and great relative humidities i. e. it depends on the value which is a function of the specific humidity and it increases along the isobar towards the greater relative humidities. As k generally changes very slightly along the isobars, it was possible to take a constant distance between two neighbouring adiabatic lines. For this distance a value of 5 cm is taken in x direction.

Going along any adiabatic line from the higher to the lower pressure, the temperature decreases and because of that the value \bar{A} increases. These mean values



1. ábra — Fig. 1. : Termodinamikus diagramm a relatív nedvességre — Thermodynamic diagram for the relative humidity

were determined graphically by interpolation and extrapolation by means of the following values [1]:

$T = -40,0$	$-20,0$	$0,0$	$+20,0$	$+40,0^\circ\text{C}$
$\bar{A} = 24,09$	$21,79$	$19,84$	$18,15$	$16,67$

(at negative temperature the values were taken in relation to the water).

In the described way an auxiliary adiabatic diagram was constructed for the determination of the relative humidity in case of adiabatic motions within the limits from 10 to 100% and from 1060 to 300 mb. By means of such an auxiliary paper, the adiabatic diagram is designed as shown in *Fig. 1*. The scale of pressure is the same here as in the auxiliary diagram. For the relative humidity a linear scale is used. Adiabatic lines on this diagram were designed, connecting the points which lie on the auxiliary diagram at the intersections of the adiabatic lines and the lines of the relative humidities ($U = 10, 20, 30\% \dots = \text{const}$).

We remark that the points for the relative humidity between 1 and 10% can be with sufficient accuracy found by means of the same auxiliary diagram. The system (7) shows that the aspect of the auxiliary diagram is the same in the interval from 10 to 100% as in the interval from 1 to 10% except for great relative humidities and high temperatures.

The practical applications of such a diagram will be discussed later.

REFERENCES

- [1] Čadež, M.: Uvod u dinamičku meteorologiju, Savez studenta Prirodnomatemičkog fakulteta, Beograd, 1959.

*

TERMODINAMIKAI DIAGRAMM A RELATÍV NEDVESSÉGRE

A meteorológiai gyakorlatban gyakran felmerül az a kérdés, hogy a relatív nedvesség a légkörben végbemenő adiabatikus mozgás folyamán hogyan változik. A szerző erre a célra termodinamikai diagrammot szerkesztett s ezt mutatja be dolgozatában.

A Clausius-Clapeyron egyenlet felhasználásával a relatív nedvességre az (1) jelzésű egyenletet kapjuk (lásd az angol nyelvű cikket), amelyben az U a relatív nedvességet, q a specifikus nedvességet, T a hőmérsékletet, p a légnyomást, R és R_1 a nedves, ill. száraz levegőre vonatkoztatott gázállandót, A pedig a belső és a külső párolgási hő hányadosát jelenti.

Ha a száraz adiabatikus állapotváltozásra vonatkozó (3) jelzésű egyenletet és az adiabatikusan mozgó levegő vízgőztartalmának a környező levegő vízgőztartalmával való diffúz egyensúlyát kifejező (4) jelzésű egyenletet az (1) egyenletbe helyettesítjük, kapjuk a következő egyenletet:

$$(5) \quad \frac{dU}{U} = - \left(\frac{AR}{c_p} - 1 \right) \frac{dp}{p}$$

Ez az egyenlet megadja a relatív nedvességnek a nyomás adiabatikus megváltozása esetén bekövetkező megváltozását abban az esetben, ha közben a specifikus nedvesség nem változik. Ez az „adiabatikus izogramm” egyenlete. Ebben az R és a c_p (az utóbbi az állandó nyomáson vett fajhő) a q -tól függ és nem változik az adiabatikus folyamat alatt. Az A értéke viszonylag kis mértékben változik a nyomással (hőmérséklettel). Az (5) egyenlet integrálásával kapjuk:

$$(6) \quad \log U - \log U_0 = - \left(\frac{\bar{A}R}{c_p} - 1 \right) (\log p - \log p_0).$$

Ebben az U és az U_0 a relatív nedvesség a p , illetőleg a p_0 nyomáson. \bar{A} pedig az A középértéke (kis $p - p_0$ közben az A számtani középértéke) az integrációs határok között.

Az adiabatikus izogramm egyenletét az A környezetében végül az

$$(7) \quad x = a \log U + b \quad \text{és} \quad y = a' \log p + b'$$

egyenletek alkalmazásával a következő lineáris egyenlet fejezi ki :

$$(8) \quad y - y_0 = k (x - x_0),$$

ahol

$$(9) \quad k = - \frac{a'}{a \left(\frac{R}{c_p} - 1 \right)},$$

$$x_0 = a \log U_0 + b \quad \text{és}$$

$$y_0 = a' \log p_0 + b'.$$

Az állandók megfelelő megválasztásával elérhető, hogy amikor a relatív nedvesség 10—100% között, a nyomás pedig 300—1060 mb között változik, akkor az x a 0—25 cm, az y pedig a —26,2 és 1,2 cm között mozog. A szerző egy ilyen segéd-adiabatapapíron megszerkesztette a görbéket a 10, 30 és 50 C° potenciális hőmérsékletekre.

Minden egyes adiabatikus izogrammot olyan törtvonallal lehet megközelíteni, amely az A különböző értékeihez tartozó, különböző k irányhatározójú, ferde egyenesekből áll. A vonal törései azokon az izobárokon vannak, ahol $y = 0, -2, -4, \dots$

Mivel a k irányhatározó az izobárok mentén általában keveset változik, a szerző két szomszédos adiabatikus izogramm között azonos távolságot (x irányban 5 cm-t) vehetett fel. Ha valamely görbe mentén a magasabb nyomásról az alacsonyabb nyomások felé haladunk, a hőmérséklet csökkenésével az A értéke nő. A felhasznált A értékeket grafikus inter- és extrapoláció útján a következő értékek segítségével nyerte :

$T = -40,0$	$-20,0$	$0,0$	$+20,0$	$+40,0 \text{ C}^\circ$
$A = 24,09$	$21,79$	$19,84$	$18,15$	$16,67$

Az így előállított segéd-diagramm felhasználásával szerkesztette a szerző az 1. ábrán látható adiabata-papírt. A nyomásbeosztás megegyezik a segéd-diagramméval, a relatív nedvesség számára ellenben lineáris beosztást használ. A görbéket a segéd-diagrammon levő görbék és az $U = 10, 20, 30, \dots$ % relatív nedvesség-vonalak metszéspontjaival szerkesztette meg.

A szerző végül megjegyzi, hogy a relatív nedvesség 1 és 10% közé eső pontjait kielégítő pontossággal megtalálhatjuk ugyanezen segéd-diagramm felhasználásával. A (7) egyenlet szerint ugyanis a segéd-diagramm ugyanazt a képet mutatja a 10—100%, mint az 1—10% intervallumban (kivéve a nagy relatív nedvesség- és hőmérséklet-értékeket).

A diagramm gyakorlati felhasználásáról a szerző később számol be.

(A kivonatot készítette : *Béll Béla*)

Опыт количественного прогноза осадков при прохождении теплого фронта

Attempt of a new method of the numerical forecasting of precipitation during passages of warm fronts. A practical method is presented for the numerical forecasting of the precipitation of non-stationary warm fronts. The method bases on the consideration of up-streams arising from frontal frictions and vergencies. It is stated that the precipitation discharge of the fronts is determined by the thermic structure of the front, the vergential upstream, the degree of saturation and the temperature.

✱

Количественный прогноз фронтальных осадков вследствие большого числа гидро- и термодинамических процессов, а также из-за различных пространственных и временных димензий их является одной из самых трудных задач синоптической метеорологии. Теоретические и практические методы для вычисления осадков не могут принимать во внимание все формы осадкообразовательных движений и все термодинамические состояния. Поэтому при выборе методики практического количественного предсказания осадков следует принимать такие количественные характеристики, которые при образовании фронтальных осадков играют решающую роль и быстро применимы в оперативной работе.

При разработке методы для количественного предсказания осадков теплых фронтов, соответственно холодным фронтам [1], мы исходили из следующих соображений :

1. Учет термодинамического состояния атмосферы непосредственно перед прохождением фронта является одним из основных условий для прогнозирования локальных осадков, связанных с фронтом.

2. Необходимо принимать во внимание два вида связанных с движущимся фронтом вертикальных движений, которые могут приводить к значительной конденсации. Один из них представляет собой вертикальные движения, возникающие непосредственно на фронте, второй — упорядоченные вертикальные движения, обусловленные конвергенцией ветра.

Для характеристики термодинамического состояния атмосферы были использованы значения температуры и точки росы на изобарических поверхностях 850 и 700 мб. Так как условия насыщения от момента наблюдения до момента прохождения фронта могут существенно измениться, поэтому синоптические станции были выбраны так, чтобы к моменту подхода фронта мы имели в распоряжении непосредственные данные измерений. Таким образом, были устранены ошибки, получившиеся в ходе расчета или пренебрежения адвекции, а также адиабатической и неадиабатической трансформации.

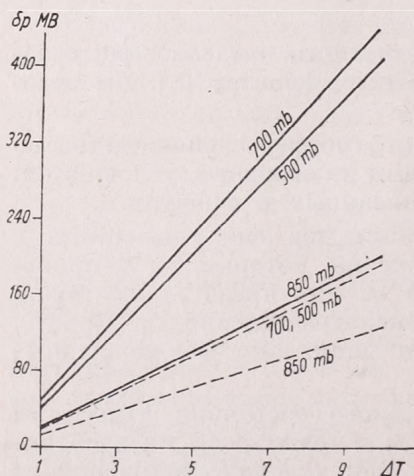
Для определения вертикальных движений, вызванных структурой фронта, мы использовали результаты А. Ф. Дюбюка [2]. Вертикальные движения, вызванные движущимся теплым фронтом, выражаются в общем виде формулой :

$$w = \Phi \left[C; \left(\frac{\delta h}{\delta n} \right)^2; \Delta T; T; v; \cos \xi(C, \varphi) \right], \quad (1)$$

где C — скорость движения фронта ; h — высота поверхности фронта ; n — нормаль фронта ; ΔT — горизонтальный температурный контраст по нормали к фронту ; T — температура ; ν — кинематический коэффициент вязкости ; φ — географическая широта.

По этой формуле, восходящее течение, вызванное фронтом, зависит от скорости движения фронта и его угла наклона, от горизонтального температурного контраста, температуры, вязкости и географической широты. Восходящее течение, кроме этого, является периодичным, на это указывает косинус-функция, зависящая от скорости движения фронта и географической широты.

Имея в виду практическое применение формулы, мы значительно упростили независимые переменные. Вертикальную скорость, вызванную структурой фронта, мы считали функцией исключительно горизонтального температурного контраста. Если мы предположим, что наклон теплового фронта при движении не отличается значительно от модели *С. П. Хромова* [3], тогда при помощи горизонтального температурного контраста, имеющего на уровнях 850, 700 и 500 мб, значения положительных вертикальных скоростей проинтегрированных по времени мы можем определить из номограммы *рис. 1*. Для цели сравнения на рисунке показаны кривые, полученные для холодного фронта [1].



1. ábra — *Рис. 1.*: Nomogramm a frontális emelés nagyságának meghatározására hideg és meleg frontoknál (— hideg front, - - - - meleg front). — Номограмм для определения фронтального подъема при холодных и теплых фронтах (— холодный фронт, - - - - теплый фронт).

Опыт показал, что для определения горизонтального температурного контраста на отдельных изобарических поверхностях самым целесообразным является использование тех значений температуры, которые были наблюдаемы одновременно в данном месте в момент прохождения фронта, отстоящем от фронта на 500 км по нормали, проведенной в направлении холодного воздуха. (При холодных фронтах это расстояние представляет 400 км.)

При учете восходящего потока, происходящего вследствие скольжения, мы использовали величину конвергенции ветра, относящуюся к моменту прохождения фронта. Конвергентный восходящий поток с точки зрения вызвания осадков мы считали постоянным и эффективным в интервале 12 часов.

В расчетах мы ограничивались определением конденсационных процессов на изобарических поверхностях 850 и 700 мб и не принимали во внимание конденсацию на больших высотах, а также неадиабатические и неадвективные изменения температуры и влажности во время конденсационного процесса.

На основе этих рассуждений количество конденсированной влаги мы можем определить по следующему формулу :

$$R = \left\{ \left[\delta p_w(\Delta T) + \delta p_w(v) \right] - k_1(T - T_d) \right\}_{850} \times \Psi_{850}(T, \delta p_w) + \left\{ \left[\delta p_w(\Delta T) + \delta p_w(v) \right] - k_2(T - T_d) \right\}_{700} \times \Psi_{700}(T, \delta p_w), \quad (2)$$

где R — количество конденсированной влаги; $\delta p_w(\Delta T)$ и $\delta p_w(v)$ — значения вертикальных движений, вызванных термической структурой фронта и конвергенцией ветра; T — температура; T_d — точка росы; Ψ — количество конденсированной влаги, которое при постоянном давлении зависит от температуры и вертикального движения; k_1 и k_2 — пропорциональные коэффициенты. По формулу (2) количество осадков, выпадающих при прохождении теплого фронта, определяется вертикальными движениями, термическим развитием фронта, степенью влагонасыщения и температурой воздуха.

Вычисление количества осадков, вызванных фронтом в определенном пункте, состоит из следующих этапов:

1. Определяется температура воздуха T и точка росы T_d на поверхностях 850 и 700 мб в данном пункте до прохождения теплого фронта.

2. Определяется горизонтальный температурный контраст ΔT , а также из номограммы величина обусловленного турбулентностью на фронте восходящего потока на обеих изобарических поверхностях $\delta p_w(\Delta T)$.

3. На основе разности температуры и точка росы $(T - T_d)_1$ рассматривается значение подъема над уровнем конденсации $\delta p_{wk}(\Delta T)$, а потом количество выпадающих осадков в миллиметрах R_f . Суммарное количество влаги, конденсирующейся на отдельных поверхностях ΣR_f , дает количество осадков, выпадающих вследствие термического контраста на фронте.

4. По полю ветра определяются значения упорядоченных восходящих потоков $\delta p_w(v)$ в миллибарах за 12 часов, а потом (как и в предыдущем пункте) вычисляется количество осадков, обусловленных этим фактором (R_v и ΣR_v). Если фронтальный подъем вследствие большого дефицита насыщения не вызвал конденсации на какой-нибудь изобарической поверхности, то при вычислении упорядоченного восходящего потока над уровнем конденсации $\delta p_{wk}(v)$ следует принимать во внимание разницу температуры и точка росы, создающуюся после фронтального подъема $(T - T_d)_2$.

5. Общее количество осадков дается суммами осадков, вызванных фронтальным и упорядоченным подъемом: $\Sigma R_f + \Sigma R_v = R'$.

Если значения вертикальных движений, обусловленных фронтальным подъемом и конвергенцией ветра одновременно определяются, тогда вышеупомянутые действия упрощаются.

Не вся сконденсированная влага выпадает в форме осадков, так как определенная часть ее расходуется на облакообразование. В наших расчетах принималось, что количество влаги, расходуемой на облакообразование, соответствует осадкам 3,5 мм. Практически значение этой величины можно получить как разность вычисленного и действительного количества осадков ($R' - R$). В исследованных случаях среднее значение этих разностей соответствовало 3,6 мм.

I. TÁBLÁZAT: A csapadék mennyiségének kiszámítása meleg frontok átvonulásánál

Az állomás neve Название пункта	A front átvonulásának időtartama Время прохождения фронта	Izobárfelület (mb) Изобарические по- верхости (мб)	T°	T°_d	ΔT°	δp_w (ΔT) (mb)	$(T - T_d)_1$
Schleswig	1955. IV. 27. 18 ^h —28. 09 ^h	850	4	4	5	-64	0
		700	-3	-3	4	-80	0
Emden	1955. IV. 27. 15 ^h —22 ^h	850	6	2	6	-77	4
		700	-1	-2	4	-80	1
Hannover	1955. IV. 27. 21 ^h —24 ^h	850	2	2	2	-26	0
		700	-4	-6	3	-60	2
Berlin	1955. IV. 28. 00 ^h —03 ^h	850	2	0	2	-26	2
		700	-5	-5	3	-60	0
Schleswig	1955. VI. 14. 15 ^h —15. 09 ^h	850	8	8	5	-64	0
		700	-1	-2	2	-40	1
Emden	1955. VI. 14. 12 ^h —15. 12 ^h	850	8	8	5	-64	0
		700	0	-2	2	-40	2
Hannover	1955. VI. 14. 18 ^h —15. 15 ^h	850	7	6	4	-50	1
		700	0	-2	3	-60	2
Bitburg	1955. VI. 14. 18 ^h —15. 18 ^h	850	9	9	6	-77	0
		700	0	-1	3	-60	1
Wiesbaden	1955. VI. 14. 18 ^h —15. 12 ^h	850	5	2	2	-26	3
		700	-2	-3	1	0	1
München	1955. VI. 15. 03 ^h —15. 06 ^h	850	4	1	0	0	3
		700	1	1	2	-40	0
Schleswig	1955. XII. 27. 15 ^h —28. 07 ^h	850	2	2	5	-64	0
		700	-4	-4	6	-120	0
Emden	1955. XII. 27. 18 ^h —28. 05 ^h	850	5	5	4	-50	0
		700	-2	-2	5	-100	0
Hannover	1955. XII. 27. 18 ^h —28. 18 ^h	850	3	3	4	-50	0
		700	-4	-4	5	-100	0
Bitburg	1955. XII. 27. 09 ^h —28. 03 ^h	850	3	3	4	-50	0
		700	-4	-5	4	-80	1
Wiesbaden	1955. XII. 27. 12 ^h —28. 03 ^h	850	3	3	4	-50	0
		700	-4	-5	4	-80	1
Schleswig	1958. VII. 5. 00 ^h	850	12	8	3	-40	4
		700	0	-4	0	0	4
München	1958. VII. 5. 15 ^h —6. 06 ^h	850	7	7	5	-44	0
		700	0	0	2	-40	0
Schleswig	1958. XII. 31. 06 ^h —18 ^h	850	-1	-2	4	-60	1
		700	-6	-11	3	-60	5
Emden	1958. XII. 31. 06 ^h —18 ^h	850	0	-1	4	-60	1
		700	-5	-8	3	-60	3
Hannover	1958. XII. 31. 15 ^h —18 ^h	850	-1	-2	3	-40	1
		700	-4	-9	3	-60	5
Bitburg	1958. I. 6. 00 ^h —7. 06 ^h	850	2	1	2	-26	1
		700	-5	-6	5	-100	1
Berlin	1959. I. 6. 09 ^h —7. 15 ^h	850	-5	-5	9	-120	0
		700	-8	-8	5	-100	0
Stuttgart	1959. I. 6. 06 ^h —18 ^h	850	2	2	5	-44	0
		700	-6	-7	7	-140	1
München	1959. I. 6. 06 ^h —7. 06 ^h	850	3	2	9	-120	1
		700	-5	-6	7	-140	1

ТАБЛИЦА I. Расчет количества осадков при прохождении теплых фронтов

$\delta p_{\text{wet}} (\Delta T)$ (mb)	R_f (mm)	ΣR_f (mm)	$\delta p_{\text{wet}} (v)$ (mb) 12h	$(T - T_d)_2$	$\delta p_{\text{wet}} (v)$ (mb) 12h	R_e (mm)	ΣR_e (mm)	R'_t (mm)	R (mm)	$R'_t - R$ (mm)	R_t (mm)	$R_t - R$ (mm)
-64	2,1	—	-216	0	-216	6,8	—	—	—	—	—	—
-80	3,7	5,8	71	—	71	-3,3	3,5	9,3	6,7	2,6	5,8	-0,9
-30	1,0	—	-82	0	82	2,7	—	—	—	—	—	—
-70	3,6	4,6	-9	0	-9	0,3	3,0	7,6	3,3	4,3	4,1	+0,8
-26	0,6	—	-64	0	-64	1,9	—	—	—	—	—	—
-40	2,0	2,6	208	—	40	-2,0	-0,1	2,5	0,1	2,4	-1,0	-1,1
—0	0,0	—	-124	0	-124	3,5	—	—	—	—	—	—
-60	2,7	2,7	208	—	60	-2,7	0,8	3,5	0,2	3,3	0,0	-0,2
-64	2,3	—	-129	0	-129	4,8	—	—	—	—	—	—
-30	1,5	3,8	-60	0	-60	2,9	7,7	11,5	7,0	4,5	8,0	+1,0
-64	2,3	—	-50	0	-50	1,8	—	—	—	—	—	—
-20	1,0	3,3	-181	0	-181	9,0	10,8	14,1	10,0	4,1	10,6	+0,6
-37	1,2	—	50	—	37	-1,2	—	—	—	—	—	—
-40	2,0	3,2	-139	0	-139	7,0	5,8	9,0	6,0	3,0	5,5	-0,5
-77	3,0	—	260	—	77	-3,0	—	—	—	—	—	—
-50	2,5	5,5	-75	0	-75	3,7	0,7	6,2	2,0	4,2	2,7	+0,7
0	0,0	—	0	—	0	0,0	—	—	—	—	—	—
0	0,0	0,0	-86	1	-76	3,6	3,6	3,6	0,1	3,5	0,1	0,0
0	0,0	—	273	—	0	0,0	—	—	—	—	—	—
-40	2,0	2,0	-40	0	-40	2,0	2,0	4,0	1,0	3,0	0,5	-0,5
-64	2,0	—	-20	0	-20	0,6	—	—	—	—	—	—
-120	5,5	7,5	77	—	77	-3,5	-2,9	4,6	2,3	2,3	1,1	-1,2
-50	1,4	—	-25	0	-25	0,7	—	—	—	—	—	—
-100	4,6	6,0	48	—	48	-2,1	-1,4	4,6	0,5	4,1	1,1	+0,6
-50	1,4	—	-306	0	-306	8,0	—	—	—	—	—	—
-100	4,3	5,7	94	—	94	-4,1	3,9	9,6	6,2	3,4	6,1	-0,1
-50	1,4	—	-223	0	-223	6,4	—	—	—	—	—	—
-70	3,2	4,6	-57	0	-57	2,6	9,0	13,6	8,0	5,6	10,1	+2,1
-50	1,4	—	-205	0	-205	6,1	—	—	—	—	—	—
-70	3,2	4,6	0	0	0	0,0	6,1	10,7	5,0	5,7	7,2	+2,2
0	0,0	—	134	—	0	0,0	—	—	—	—	—	—
0	0,0	0,0	244	—	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
-44	1,5	—	55	—	44	-1,5	—	—	—	—	—	—
-40	2,0	3,5	-71	0	-71	3,4	1,9	5,4	4,0	1,4	1,9	-2,1
-50	1,3	—	-60	0	-60	1,5	—	—	—	—	—	—
-10	0,4	1,7	-80	0	-80	3,5	5,0	6,7	4,0	2,7	3,2	-0,8
-50	1,3	—	-234	0	-234	5,4	—	—	—	—	—	—
-30	1,4	2,7	-44	0	-44	2,0	7,4	10,1	6,0	4,1	6,6	+0,6
-30	0,7	—	-64	0	-64	1,7	—	—	—	—	—	—
-10	0,5	1,2	-50	0	-50	2,2	3,9	5,1	0,0	5,1	1,6	+1,6
-16	0,4	—	-190	0	-190	5,5	—	—	—	—	—	—
-90	4,1	4,5	-190	0	-190	6,7	12,2	16,7	14,0	2,7	13,2	-0,8
-120	2,8	—	-117	0	-117	2,1	—	—	—	—	—	—
-100	3,8	6,6	73	—	73	-2,5	-0,4	6,2	0,6	5,6	2,7	+2,1
-44	1,1	—	-100	0	-100	3,2	—	—	—	—	—	—
-130	5,4	6,5	164	—	130	-5,4	-2,2	4,3	3,2	1,1	0,8	-2,4
-110	3,3	—	-174	0	-174	5,3	—	—	—	—	—	—
-130	5,7	9,0	-20	0	-20	0,8	6,1	15,1	11,3	3,8	11,6	+0,3

При помощи метода, изложенного выше, были получены характеристики, определяющие количество осадков в 24 пунктах при прохождении движущих теплых фронтов. Результаты вычисления представлены в *табл. I*. Расчеты для избежания конвекции относятся по большей части к холодному полугодию.

Если сравним значение действительных (R) и рассчитанных (R_i) осадков, то среднее значение отклонений ($R_i - R$) равняется $\pm 1,0$ мм. Эти результаты могут быть оценены положительно, т. е. избранный нами метод расчета и значения параметров достаточно хорошо описывают действительные атмосферные процессы.

На основе полученных численных характеристик представляется возможным оценить роль принятых в расчет форм вертикальных движений в образовании осадков теплового фронта. Согласно этой оценке, 40% осадков вызывается подъемом; происходящим вследствие трения на фронте, а 60% — восходящим потоком вследствие конвергенции ветра. Фронтальное трение на поверхности 850 мб дает 13% полного количества осадков и на поверхности 700 мб — 52%, а соответствующие значения вертикальных токов, связанных с конвергенцией, дают 30—30%.

Эти средние данные, основывающиеся на сравнительно небольшом материале, имеют конечно только ориентировочный характер, но они все-таки указывают на роль движений, происходящих в различных слоях атмосферы, в образовании осадков.

На основе полученных нами результатов [1] мы можем сравнить осадкообразовательные характеристики нестационарных холодных и теплых фронтов. Значения и роли осадкообразовательных характеристик и оправдываемость опытных вычислений представляет *табл. II*.

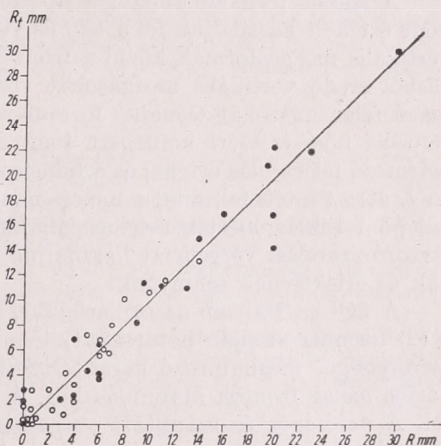
II. TÁBLÁZAT—ТАБЛИЦА II.

A hideg és meleg frontok esapadékát kialakító mozgásformák százalékos súlya és a kísérleti számítások eredményessége

Вес и значения осадкообразовательных характеристик холодных и теплых фронтов (в процентах) и оправдываемость вычислений

	Hideg front Холодный фронт	Meleg front Теплый фронт
Восходящий поток на фронте :	67%	40%
Упорядоченный восходящий поток :	33%	60%
Восходящий поток на фронте		
а) на изобарической поверхности 850 мб :	15%	13%
б) на изобарической поверхности 700 мб :	52%	27%
Упорядоченный восходящий поток		
а) на изобарической поверхности 850 мб :	10%	30%
б) на изобарической поверхности 700 мб :	23%	30%
Восходящий поток на фронте + упорядоченный восходящий поток		
а) на изобарической поверхности 850 мб :	25%	43%
б) на изобарической поверхности 700 мб :	75%	57%
Среднее количество действительных осадков :	10,8 мм	4,2 мм
Среднее количество влаги, расходуемой на облакообразование :	3,4 мм	3,6 мм
Среднее значение отклонений действительных и рассчитанных осадков :	$\pm 1,9$ мм	$\pm 1,0$ мм

Из таблицы II. видно, что в то же время, как при образовании осадков холодных фронтов основную роль играет восходящий поток, происходящий вследствие трения на фронте, при теплых фронтах упорядоченный восходящий поток является решающим. Значения восходящих потоков на фронте на изобарической поверхности 700 мб так при холодных как и теплых фронтах превышают значения, вычисленные на изобарической поверхности 850 мб. Аналогично вес суммы восходящих потоков на фронте и упорядоченных вертикальных движений на изобарической поверхности 700 мб является более значительным. Эти данные показывают, что при вычислении осадков нестационарных фронтов в первую очередь следует принимать во внимание условия вертикальных движений на изобарической поверхности 700 мб. Среднее количество влаги, расходуемой на облакообразование и при холодных и при теплых фронтах вообще соответствует осадкам 3—4 мм. Маленькие значения средних отклонений действительных и рассчитанных осадков с точки зрения оправдываемости количественного прогноза осадков могут быть оценены положительно так при холодных как и теплых фронтах. Об оправдываемости прогноза в особых случаях дает наглядное ориентирование рис. 2, где на оси абсцисс представлены действительные, на оси ординат вычисленные количества осадков.



2. ábra. — Рис. 2.: A valóságos (R) és számított (R_c) csapadékmennyiség eltérései hideg és meleg frontoknál (● hideg front, ○ meleg front). — Отклонения действительных (R) и рассчитываемых (R_c) количеств осадков при холодных и теплых фронтах (● холодный фронт, ○ теплый фронт).

Отметим, что вышеизложенный способ действителен лишь для так называемых «чистых» движущихся теплых фронтов, т. е. в том случае, когда холодный фронт или фронт окклюзии и движения, соответствующие этим фронтам, не накладываются на вертикальную систему потока теплого фронта.

Так как изложенный метод с целью практического применения содержит значительных упрощений, для прогностической применимости метод следует испытать на большом синоптическом материале.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Бодолаи, И.: Опыт количественно го прогноза осадков при прохождении холодного фронта. Метеорология и гидрология № 12. 1959.
- [2] Дюбюк, А. Ф.: О вертикальных движениях в областях движущихся фронтов. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 9. 1956.
- [3] Хромов, С. П.: Основы синоптической метеорологии. Гидрометеоздат, Л. 1948.

KÍSÉRLET A CSAPADÉK SZÁMSZERŰ ELŐREJELZÉSÉRE MELEG FRONTOK ÁTVONULÁSÁNÁL

A meleg frontok csapadékának számszerű előrejelzését az alábbi megfontolásokra alapozzuk :

1. A fronttal összefüggő helyi csapadékképződés egyik alapfeltétele a légkörnek a front beérkezését közvetlenül megelőző termodinamikai állapota.

2. Számításba kell venni a meleg frontot kísérő valamennyi olyan vertikális mozgást, amely számottevő kondenzációhoz vezethet.

A légkör termodinamikai állapotának jellemzésére a hőmérséklet és harmatpont értékeit használjuk fel a 850 és 700 mb-os izobárfelületeken. A frontot kísérő vertikális mozgásformák közül a front szerkezetéből és a frontot kísérő sikló mozgásból eredő vertikális mozgásokat vesszük figyelembe. A frontszerkezetből származó feláramlásokat *Gyubjuk* formulájának (1) egyszerűsítésével kizárólag a horizontális hőmérsékleti kontraszt függvényének tekintjük. A frontális sűrűlésből származó feláramlás értékei és a hőmérsékleti kontraszt között fennálló összefüggést az *I. ábra* tünteti fel mind a meleg, mind a hideg frontokon. A front környezetében fellépő felsiklás mértékének megállapítására a front beérkezésének időpontjához tartozó áramlási vergenciát használjuk fel, amelyet 12 órás intervallumra állandónak és effektívnek tekintünk.

A 850 és 700 mb-os izobárfelületeken kondenzálódott nedvesség mennyiségét a (2) formula alapján határozhatjuk meg. E formula felhasználásával a csapadékmennyiséget meghatározó karakterisztikákat 24 pontra számítottuk ki nemstacionárius meleg frontok átvonulásakor. A számítás eredményeit az *I. táblázat* tünteti fel. A valóságos és számított csapadékmennyiségek közötti közepes eltérés $\pm 1,0$ mm. A táblázat adatai szerint a csapadék 40%-át a frontális sűrűlésből származó emelés, 60%-át a vergenciális emelés váltotta ki.

A nemstacionárius hideg és meleg frontok csapadékkeltő karakterisztikáit a *II. táblázat* alapján hasonlíthatjuk össze. Eszerint a hideg frontok csapadékának kialakításában a frontális sűrűlésből származó emelés játssza az alapvető szerepet, meleg frontoknál viszont a vergenciális emelés a döntő. A 700 mb-os szint környezetében fellépő frontális feláramlás értékei mindkét fronttípusnál jóval meghaladják a 850 mb-os szinten számított értékeket. Ugyanez vonatkozik a teljes feláramlási értékekre is, ami arra utal, hogy nemstacionárius frontok csapadékhozamának kiszámításánál elsősorban a 700 mb-os szint áramlási viszonyait kell figyelembe venni. A felhőképződésre fordított közepes nedvességmennyiség mindkét fronttípus esetében azonosnak tekinthető, általában 3—4 mm-nek felel meg. A valóságos és számított csapadékmennyiség közepes eltéréseinek aránylag kis értékei (hideg frontoknál $\pm 1,9$ mm, meleg frontoknál $\pm 1,0$ mm) a módszer eredményességének szempontjából teljesen kielégítőek mindkét fronttípusnál. Az egyedi esetek beválásáról szemléletes tájékoztatást nyújt a *2. ábra*, ahol az abszcissza tengelyen a valóságos, az ordináta tengelyen a számított csapadékmennyiség értékei vannak feltüntetve.

Az ismertetett módszer csak úgynevezett „tisza” mozgó frontokra érvényes, tehát akkor, ha más frontok áramlási rendszere nem helyeződik rá a vizsgált front áramlási rendszerére.

A borultság és a napsütés óraértékeinek kapcsolata

Összefoglalás. A felhőzet óránkénti észlelései és a napsütésregisztrálások 10 évi (1946—1955) átlagadatai alapján simuló interpolációval megszerkesztett napi és évi járás izopletáiból megállapítható, hogy a relatív napsütés és a felhőzet százalékos értékének összege a napszakok és az évszakok közel háromnegyed részén $\pm 10\%$ -nál nagyobb mértékben tér el az elvileg várt 100-as értéktől. A legnagyobb pozitív eltérés (20—25% fölött) megegyezik a konvektív felhőzet uralkodásának idejével, a 10%-ot meghaladó negatív eltérés pedig a napkelte előtti és napnyugta utáni egy—másfél órára korlátozódik. A havi érték több szerző által vizsgált kapcsolatának éghajlattani felhasználhatósága annak köszönhető, hogy az ellentétesen ható okok a napi és évi járásban nagyobbrészt közömbösítik egymást.

*

Zusammenhang von Stundenwerte der Bewölkung und des Sonnenscheins. Aus den auf Grund der zehnjährigen (1946—1955) Durchschnittsangaben der stündlichen Beobachtungen der Bewölkung und der Sonnenscheinregistrierungen mit oskulierender Interpolation konstruierten Isoplethen des Tages- und Jahresganges kann festgestellt werden, dass die Summe der Prozentwerte des relativen Sonnenscheins und der Bewölkung in dem fast dreiviertel Teil der Tages- und Jahreszeiten um einen $\pm 10\%$ übersteigenden Prozentzahl von dem theoretisch zu erwartenden 100% abweicht. Die grösste positive Abweichung (über 20—25%) trifft mit der Periode der Vorherrschaft der konvektiven Bewölkung zusammen, und die 10% übersteigende negative Abweichung beschränkt sich auf die 1—1½ Stunden nach Sonnenaufgang und vor Sonnenuntergang. Die klimatologische Brauchbarkeit des von mehreren Autoren untersuchten Zusammenhanges der Monatswerte kann dem Umstande zugeschrieben werden, dass die entgegengesetzt wirkenden Ursachen sich in dem Tages- und Jahresgange meistens gegenseitig neutralisieren.

*

A borultság és a napsütés között statisztikai átlagban igen természetesnek és egyszerűnek látszik az a kapcsolat, amely szerint ezek az elemek éghajlattani vonatkozásban egymást kölcsönösen kiegészítik. A kapcsolat inkább valószínűségi, mint fizikai, — bár kétségtelen, hogy *fizikai összefüggés* is van e két elem között, amíg ezeket *időjárás*i és nem *éghajlati* elemekként kezeljük. Azaz: *a kapcsolat elsősorban éghajlati* átlagokban nyilvánulhat meg és egyes esetekben nem feltétlenül érvényesül, — már azért sem, mert a felhők nem minden időpillanatban oszlanak el egyenletesen az égbolton. Minthogy azonban a felhők többnyire változtatják helyüket és a Nap is (keltétől nyugtáig) látszólagos mozgást végez az égbolton, a látszólagos nappálya mentén történő napsütés-regisztrálás *Conrad* [1] szerint statisztikai mintavételnek tekinthető az égbolt mindenkori felhőzete számára.

A kapcsolat megfogalmazására általában az $R + B = 100 \pm D$ kifejezés használatos, ahol R a *relatív napsütés*, azaz a tényleges napsütés a lehetséges százalékában kifejezve (2) és B az égbolt fedettségének a foka, ugyancsak százalékban. Az a legegyszerűbb feltevés azonban, hogy ez a két százalékszám egymást kerekben 100-ra egészíti ki, nem teljesül, még hosszú sorozatokra támaszkodó éghajlati átlagokra sem, azaz D értéke általában nem zérus.

A borultság és a napsütés kapcsolatával, — kifejezetten, vagy valamelyik elem tárgyalásához fűzve mellékesen, — számos kutató foglalkozott, pl.: *Johansson, O. V.* (1910), *Kielhauser, E. A.* (1911), *Pollak, L. W.* (1921), *Robitzsch, M.* (1923), *Marchori, M. D.* (1927), *Wagner, A.* (1927), *Brooks, C. E. P.* (1929), *Mosby, H.* (1932), *Goldberg, J.* (1933), *Gutmann, J.* (1935), *Linke, F.* (1936), *Perl, G.* (1944 és 1949), *Thams, J. C.* (1948), *Mörlikofer, W.*—*Nagel, E.* (1952), *Steinhauser, F.* (1954), *Lauscher, F.* (1957), *Grunow, J.* (1958), *Bider, M.* (1958). E felsorolás nem tart igényt a teljességre.

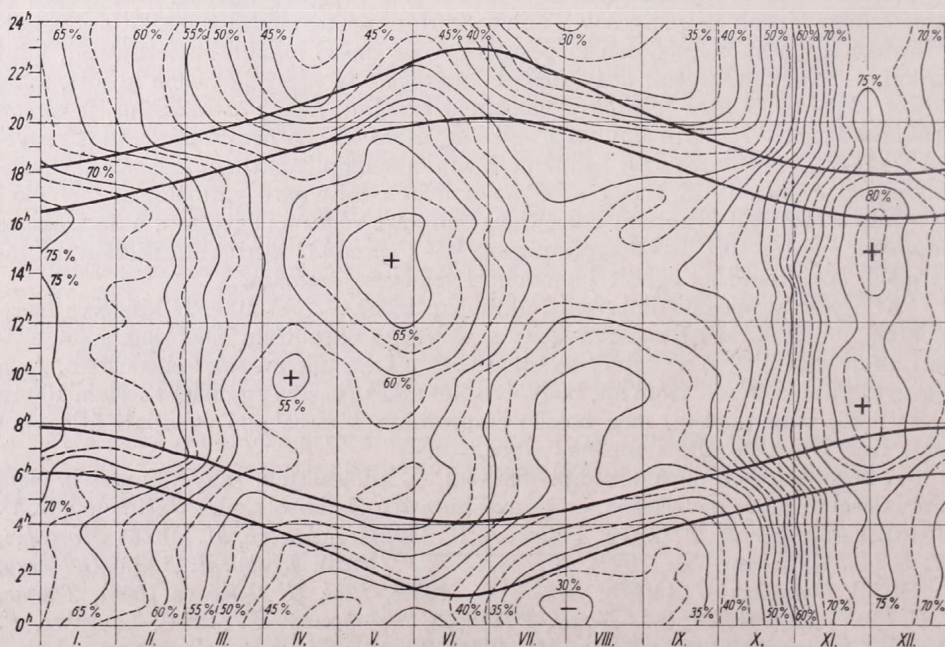
A kapcsolat használhatóságáról alkotott vélemények nagyon eltérők. Kutatásának legfőbb sarkallója kezdettől fogva az a törekvés, hogy segítségével a napsütés éghajlati adataira lehessen következtetni a felhőmegfigyelések alapján, olyan időszakokra és területekre, amikor és ahol műszeres regisztrálás még nem történt.

Johansson, O. V. [3] szerint a felhőzetből nem szabad a regisztrálható napsütésre következtetnünk, már csak a *Campbell—Stokes*-féle műszerek nagy egyéni hibája miatt sem. Mások szerint az összegek 100-tól való eltéréseinek éghajlati körzetek szerinti megállapítása, vagy más, változó együttthatók bevezetése után nemcsak arra lehet a kapcsolatot felhasználni, hogy az észlelő becsülőképességének próbakövétül szolgáljon a felhőzetadatokat megbízhatóságának az eldöntésében, hanem arra is, hogy az érvényesség éghajlati területén belül a felhőzetből a napfénytartam kiszámítható legyen.

Többen foglalkoztak újabban is a várt 100-as értéktől való eltérés okainak felderítésével (*Steinhauser, Lauscher, Grunow, Bider*), jóllehet *Robitzsch, Wagner, Brooks, Goldberg* és mások kerekén 30 évvel ezelőtt már részletesen taglalták a kérdést. Ezek a vizsgálatok azonban ritka kivételtől eltekintve (*Wagner, A.* [4]) többnyire csak a szokásos terminusészlelésekből nyert adatokra támaszkodhattak. Ma már azonban igen sok helyen több mint egy évtizedes múltja van a szinoptikus szolgálat érdekében végrehajtott óránkénti megfigyeléseknek, úgyhogy elérkezett az ideje ezek klimatológiai célú feldolgozásának is. Itt kell megemlítenünk, hogy az olyan időjárás elemek rendszeres óránkénti megfigyelése, amelyek műszerrel nem mérhetők és regisztrálhatók (pl. a felhőzet), különösen fontos és nélkülözhetetlen.

Dolgozatunk célja a felhőzet óránkénti észleléseinek vizsgálata a regisztrált napfény napi és évi járásával kapcsolatban.

Rendelkezésre állottak a felhőzet óránkénti észlelései és a regisztrált napfénytartam adatai Budapesten az 1946—1955-ig terjedő 10 éves időszakban. Az összfelhőzet és külön az alacsonyabb szintű felhőzet észlelése októberben történt, a helyi



I. ábra. Az összfelhőzet átlagos napi és évi járása

középidő minden teljes órájában. A tízévi átlagértékeket az egyes hónapokban átszámítottuk *százalékokra*. Ezek tehát *momentánértékek*, azaz szigorúan véve csak a megfigyelés pillanatára érvényesek, míg ugyanebből az időszakból a regisztrált napsütés kiértékelése valódi idő (napóra szerinti idő) *órákőzei* alapján történt. A napsütésadatok tehát eredetileg *tartamértékek*. A lehetséges napsütés százalékaiban fejezve ki őket, simuló görbék alapján, grafikusán a helyi középidő kerek óráira, a relatív napsütés *momentánértékeivé* alakítottuk át, a felhőzetadatokkal való egyöntetűség kedvéért.

Az órák és a hónapok kétdimenziós táblázataiból *izoplétákat* szerkesztettünk.

Az 1. ábrán, az összfelhőzet izoplétáján egy-egy függélyes mentén a napi menet, a vízszintesek mentén pedig az évi menet vizsgálható.

A folytonos vonalak sűrűsége 5—5%, a köztük levő szaggatott vonalak 25 ezrelékes skálafokozatnak felelnek meg. Az ábrán kettős vastag vonal szemlélteti a hajnali és az alkonyati szürkület tartamát, a csillagászati szürkület kezdetétől napkelteig és a napnyugtától a teljes sötétedésig eltelt időt. A belső két vonal tehát a 0°-os, a külső pedig a meghatározás értelmében a horizont alatt a —18°-os napmagasság bekövetkezésének az időpontját szemlélteti az év folyamán, azaz a napkeltét és napnyugtát, továbbá a teljes sötétség végét és kezdetét.

Az izopléta vonalai alapján könnyen tájékozódhatunk *bármely napszak és bármely évszak átlagos borultsági viszonyairól*. Minthogy dolgozatunk célja az észlelt felhőzet és a regisztrált napsütés kapcsolatának a vizsgálata, figyelmünket ezúttal a nappal óráira és az izopléta vonalainak leginkább szembeötlő sajátosságaira fordítjuk.

A nappali órákban legderültebb időszak (45% átlagos borultság alatt) július második és augusztus első fele, kb. de. 10 óráig és 16 óra után, a legborultabb pedig november és december, átlagosan 80%-os felhőzettel.

A vonalak sűrűsödése sokkal gyorsabb ütemű ősszel, mint a vonalak ritkulása tavasszal. Rég ismert éghajlati tény, hogy a legtöbb elem évi járásában a tavaszi ág laposabban, az őszi meredekebben fut: gyorsabb az átmenet őszből a télbe, mint télből a tavaszba. Figyelmet érdemel még a másodlagos maximum május—júniusban. Ez az európai monszun jelentkezése, amely már 10 éves átlagokban is kifejezésre jut.

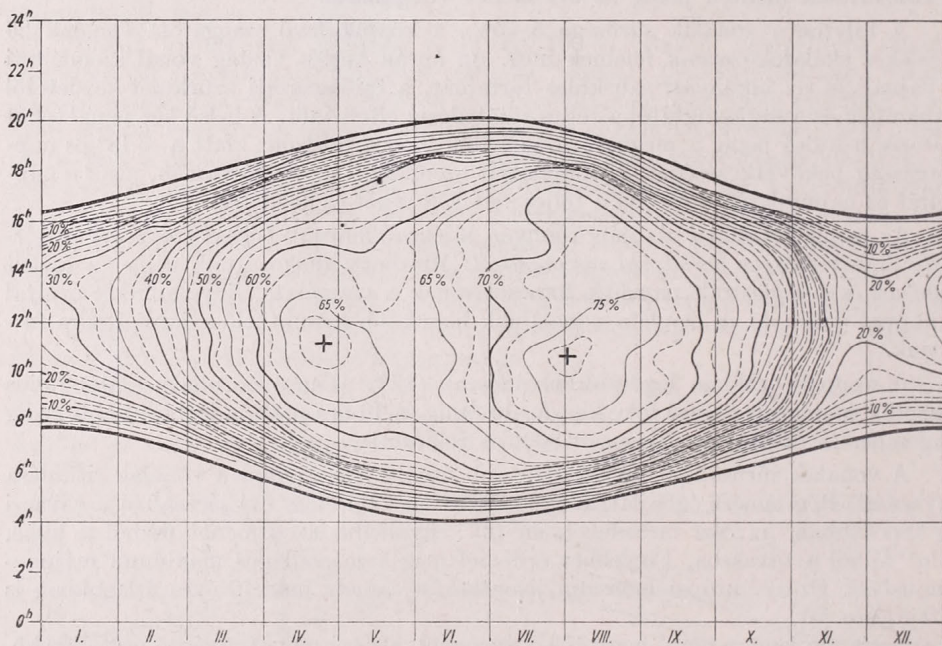
Az is rég ismert tény, hogy télen gyengébb a napi menet, nyáron erőteljesebb. Izoplétánkon ez abban nyilvánul meg, hogy a téli félévben az izovonalak nagyjából párhuzamosan futnak az ordinátával, a nyári félévben pedig inkább reá merőlegesen. Ez annyit jelent, hogy az év a felhőzet szempontjából rendkívül élesen különálló két szakaszra bomlik. A nyári szakasz a konvektív felhőzet uralkodásának ideje, erős napi menettel a nappali órákban. A téli szakaszban a konvektív felhőzet alárendelt szerepet játszik, emiatt jóval gyengébb a napi menet.

Ez az éghajlati tény önmagában eddig sem volt ismeretlen. Új azonban az, hogy *izoplétánk rávilágít az átlagos téli és nyári típus különválásának élességére*. Jól megállapítható az elkülönülés átlagos időpontja is; március végén és szeptember végén, amikor a téli jelleg átcsap a nyáriba, és viszont. Az ún. átmeneti évszakok felhőzet szempontjából igen rövid időtartamra zsugorodnak. A meteorológiai tavasz és ős korántsem terjed 3 hónapra. Áprilisban egy-kettőre beköszönt a nyári jelleg és októberben a téli.

Hasonló elkülönülést, — tehát nem folytonos átmenetet! — tapasztalunk közvetlenül napkelte előtt és napnyugta után az éjszakai és nappali jelleg között. A napi menetnek ezzel a szürkületi jelenségével külön foglalkoztunk [5], minthogy olyan napszakban jelentkezik, amikor elvileg még nem lehet napsütésről beszélni.

A relatív napsütés átlagos izoplétáit állítja elénk a 2. ábra, amelynek megszerkesztése az előző ábrával teljesen azonos módszerrel történt. A folytonos vonalak sűrűsége itt is 5—5‰, míg (a zsúfolódás miatt néha elhagyott) szaggatott vonalak értéktávolsága a szomszédos vonalaktól 25 ‰₀₀. A napkelte és a napnyugta vastagon kihúzott két vonala természetesen elvi határt jelent az abszolút és a relatív napsütés számára egyaránt.

Amíg a felhőzet izoplétáján az izovonalak a két szürkület idején tömörültek ugyan, azonban értékük az év folyamán sohasem zérus, addig a napsütés izoplétáján olyan erős a vonalak tömörülése a nappal kezdete és vége felé, hogy a napkelte és nyugta vonala gyakorlatilag azonos a zérus izovonallal.



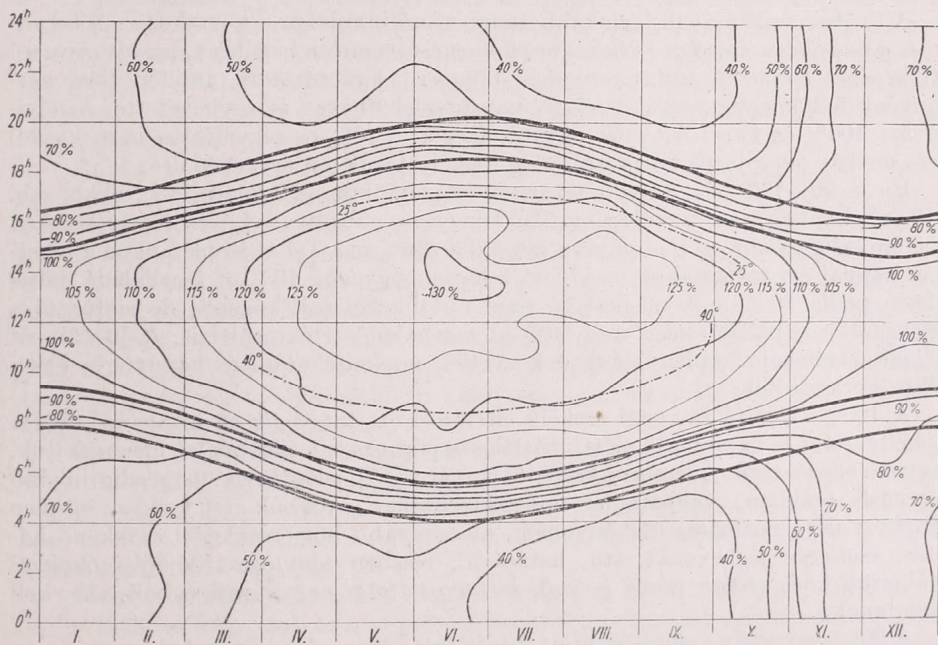
2. ábra. A relatív napsütés átlagos napi és évi járása

Ez a rendkívül erős zsúfolódás a nappal első és utolsó másfél—két órája alatt, arra hívja fel a figyelmet, hogy az izovonalak futását ebben a két napszakban nem felhőzeti, hanem műszertechnikai okok szabják meg. Erre a körülményre a napsütés és a felhőzet — mint éghajlati elemek — kapcsolatának értelmezésekor tekintettel kell lennünk.

Az ovális alakú görbék alakváltozásai és a délvonaltól való eltolódásai az év folyamán csaknem teljesen azonosak azokkal a sajátágokkal, amelyeket Budapest 30 évi (1911—1940) anyagából szerkesztett napsütés-izoplétán találhatunk [6]. A 10 évi izoplétánkon a legfeltűnőbb eltérés a 30 évi izoplétától az évi menetben fedezhető fel: a 2. ábrán áprilisban, május elején mutatkozó másodlagos maximum (amelyet a július—augusztusi főmaximumtól május végén és június elején egy alacsonyabb értékű nyereg választ el) hiányzik a 30 évi izoplétáról. Ennek a nyeregnek a helyén található az 1. ábrán a már említett korai monszun-hatásra utaló terület. Az 1. és a 2. ábrának ez az összhangja egybevetve a 30 évi napsütés-izoplétával arra hívja fel a figyelmet, hogy a vizsgált 10 évi időszak (1946—1955) kb. március

közepétől június elejéig némileg eltért az 1911—1940-ig terjedő 30 évi időszak átlagos felhőzeti és napsütés-viszonyaitól, mégpedig olyan értelemben, hogy eme kb. 11—12 hetes szakasz első fele derültebb, második fele pedig borultabb volt, mint a többévtizedes átlag. E ténynek reális voltát igazolják még a felhőzetnek és csapadéknak 1901—1950-ig terjedő 50 évi, valamint 1946—1955-ig terjedő 10 évi sorozatból számított átlagértékei.

A 2. ábráról leolvasható, hogy a nyári félévben a magasabb százalékok görbéi a délelőtti órák felé nyomulnak, azaz a napsütés napi járásában a mérleg a délelőtti órák javára billen. Ebben nyilvánul meg a gomolyfelhők felszaporodásának napfényesökkenítő hatása a koradélutáni órákban. A téli félévben az izóvonalak a dél-



3. ábra. A relatív napsütés és a borultság közötti $R + B$ kapcsolat átlagos napi és évi járása. A szabályosan futó vastag és eredmény-vonalak a 0° -os, 10° -os, 25° -os és 40° -os napmagasságnak kb. megfelelő idővonalak

vonalhoz képest a délutáni órák felé tolódnak el, tehát télen a délelőtti órák szegényebbek napfényben. Ez a télen gyakori reggeli ködök és a délelőtti párás levegő napfényesökkenítő hatásának eredménye. Izóplétánknak ez a két sajátja nyáron és télen teljesen megegyezik a többévtizedes átlaggal. A napi járásnak általában egyszeres periódusa van dél körüli tetőzéssel, azonban a három nyári hónapban a déli maximum eltűnik és helyette két maximum jelentkezik. Ez a Cu-felhők napi járásának a következménye, amint erre már *Róna Zs.* [7] is rámutatott.

A relatív napsütés és a borultság között a formális $R + B$ kapcsolat napi és évi járását szemlélteti a 3. ábra; a vonalrendszer a nappali órákban 5—5%-os sűrűségű, a napkelte előtti és napnyugta utáni időben pedig, amikor természetesen nem lehet szó napsütésről ($R = 0$), csak 10—10%-os sűrűségű.

Izóplétánkon a vastagabb vonalpárok közül a külsők a napkelte-nyugta időpontját szemléltetik, a belsők az ezektől másfél órányi távolságban levő időpontokat kötik össze. Tehát a belső vonalak közötti terület napi három órával kisebb

területet jelent az izoplétán, mint a csillagászatilag lehetséges napsütés teljes napi tartama.

Az izoplétának megszerkesztése ugyanolyan elvek alapján történt, mint az előbbi kettő: R és B kétdimenziós táblázatából minden egyes havi óraértékre előállítottuk az R + B ugyancsak kétméretű táblázatot és simuló interpolációval felraktuk az egyenlő skálázású pontokat és ezeket szintén simuló görbékkel kötöttük össze.

Lényegében ez ugyanaz a kép, mint amit akkor nyernénk, ha az 1. és a 2. ábra izoplétáit egymásra helyeznénk és az egyenlő értéklépcsőket azonosan színeznénk. Ábránk vonalrendszere ennél az „értéklépcsős” izopléta-összegezésnél mindenesetre sokkal áttekinthetőbb képet nyújt.

A 3. ábra izoplétájának leginkább szembetűnő tanulsága a következő: *A borultság és a napsütés százalékos értékét a napi és az évi menetben nem lehet egymás egyszerű tükképpének tekinteni*, amint erre már Wagner [4] rámutatott, amidőn Bécs két-óránkénti felhőmegfigyeléseit a relatív napsütéssel 10 éven át egybevetette. Az elvileg várt 100%-os kapcsolatérték ugyanis még a $\pm 10\%$ -os (egyáltalán nem kicsi!) tűrés mellett is az izoplétának aránylag csekély területén érvényesül.

Ha a 90—110%-ig terjedő területet izoplétánkon planimetráljuk, akkor kb. 1240 órát kapunk, azaz a csillagászatilag lehetséges napsütés évi összegének (kerekén 4450 óra) alig valamivel több mint a negyedét (28%-ot). Tehát izoplétánkon a lehetséges nappal évi tartamának majdnem a háromnegyedén 10%-ot meghaladó, közel a felén pedig 20%-ot is meghaladó napfénytöbblettel találkozunk, de előfordul a legmagasabb napállás idején még 30%-ot meghaladó értékterület is. A 10, 20, sőt 30%-ot meghaladó napfényhiány a közvetlen napkelte utáni és napnyugta előtti időkre korlátozódik.

A 100%-ot jelző izovonal csekély eltéréssel ott fut végig az izoplétán, ahol a napkelte utáni és napnyugta előtti másfélórás párhuzamos idővonalat megrajzoltuk. Nagyobb eltérés csak november közepétől január végéig jelentkezik, mégpedig inkább a reggeli órákban, valószínűleg műszertechnikai okokból. Itt kellően el nem takarított dér-, zúzmara- és hónyomok, alacsonyabb hőmérséklettel csökkenő hőhatás, esetleges jégbevonat, stb. hatásával, részben tényleges időjárásai okokkal (gyakoribb köd, erősen páras levegő, szennyezettebb nagyvárosi égbolt, stb. kell számolnunk.

A 90%-os vonal az előbb említett másfélórás idővonalon kívül, de hozzá egészen közel halad mindvégig. A 110%-os izovonal február elején és november elején oválisan záródik, áprilistól szeptemberig pedig kb. félórás távolságban húzódik a 100% vonalától. A felsorolt sajátságok következtében a várt 100-as kapcsolatértékeket $\pm 10\%$ -os tűréssel körülvéve az izovonalak által közrefogott terület nagysága (a nappal lehetséges tartamának %-ában) télen tetőző (nyáron lapos) évi menetet tanúsít:

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	
74	50	23	16	12	11	14	10	13	22	71	76	%
204	142	86	63	54	52	68	45	48	75	200	201	óra

Azaz: a 28%-os évi átlagot csak a két átmeneti hónap (X., III.) közelíti meg (22—23%), a nyári félv (IV.—IX.) erősen az átlag alatt marad (10—16%), négy téli hónap pedig (I., II., XI., XII.) az átlag két-háromszorosát (a lehetséges tartam felét, háromnegyedét) is eléri.

A 120% jelzéssel ellátott izovonal március végén és október első felében szintén oválisan záródva súlyponttal a délutáni órák irányában tolódik el. Dél előtt áprilistól szeptember végéig kb. a 40°-os napmagasságnak megfelelő idővonalon halad, míg

délután a 25°-os napmagasságnak megfelelő vonalon. (Az a két idővonal, amikor a napmagasság éppen 25°, ill. 40°, eredményvonallal van szemléltetve izoplétánkon.) Még szembetűnőbb a magasabb értékskálázású (125%-os, 130%-os) izovonalak területének áttolódása a délutáni órákra. Ezek a területek (120%-os skálavonal fölött) csaknem tökéletesen azonosak azokkal a területekkel, amelyeket a konvektív felhőzet fő területeként jelölhettünk meg.

A borultság és a napsütés napi és évi járásában megállapítható $B + R = 100$ kapcsolat 100-tól való eltéréseinek a tényét fentiek szerint részletesen taglaltuk. Rámutattunk arra, hogy míg a $+D$ eltérés a nappal középső óráiban és a nyári félévben érvényesül, addig a $-D$ eltérések a nappal első, illetve utolsó óráiban és a téli félévben jelentkeznek, azaz alacsony napállás idején. Az óraértékek alapján bemutatott eltérések okai véleményünk szerint ugyanazok, amelyekre a havi értékek alapján is következtetni lehet. A havi értékekre támaszkodó — számos esetben még ma is (pl. Nagel E. által [8] svájci adatokra) felhasznált — kapcsolat éghajlati értéke kizárólag annak köszönhető, hogy az ellentétesen ható okok a napi és az évi menetben nagyobb-részt közömbösítik egymás.

Munkánk elején fölsorolt kutatók véleménye szerint a $+D$ és a $-D$ eltérések több okra vezethetők vissza. Ezekről az okokról Grunow J. [9] nemrég igen jó összefoglalást nyújtott. Ezek egyrészt műszerteknikai okok: az üveggolyós vagy más rendszerű napfénytartammérők működőképességével, magas napállás és intermittáló felhőzet idején túlregisztrálással, alacsony napállás idején a regisztrálóképesség gyöngülésével, általában a szalagok kiértékelhetőségével állnak kapcsolatban. Másrészt a felhőzet fizikai szerkezetéből, napi és évi járásából, az égbolton való csozolásából (ún. kulisszahatás) és észlelhetőségéből (Ci hatás) következnek, gyakran pedig az állomás földrajzi helyzetével (horizonthatás, völgy, mélyföld, magaslat, csúcs) függnek össze.

Ezekről a kérdésekről a kutatók egyik vagy másik oknak, befolyásnak alá- vagy fölérendelt szerepet tulajdonítanak. A levezetésre általában havi értékeket vesznek alapul (amelyekben az ellentétesen ható okok kiegyenlítést nyernek), újabban azonban (pl. Lauscher F. [10]) rámutatnak a különbségi tagnak a felhőzetfokozatoktól való függésére is.

Dolgozatunkban óraértékek alapján vizsgáltuk részletesebben e kérdést.

A felhőzetfokozatok és a napsütésfokozatok gyakorisági értékeinek kapcsolatával, e kapcsolatból levonható következtetésekkel, továbbá a havi értékek alapján hazánkra érvényes éghajlattani összefüggéssel külön dolgozatban szándékozunk foglalkozni.

IRODALOM

- [1] Conrad, V.—Pollak, L. W.: Methods in Climatology. 2. 3. 4. Methods of Random Samples Applied to Cloudiness and Duration of Sunshine.
- [2] Grossmann, L.: Mögliche und wirkliche Sonnenscheindauer, *Met. Zeitschr.* 23 (1906) 180
- [3] Johansson, O. V.: Zur Kritik der Bewölkungsbeobachtungen insbesondere in Norden, *Met. Zeitschr.* 27 (1910) 241—250.
- [4] Wagner, A.: Beziehung zwischen Sonnenschein und Bewölkung in Wien, *Met. Zeitschr.* 54 (1927) 161.
- [5] Takács L.—Zách A.: Az éjszakai felhőzet észlelhetősége *Időjárás* 63 (1959).
- [6] Bacsó N.—Kakas J.—Takács L.: Magyarország éghajlata Budapest 1953. 67.
- [7] Róna Zs.: Éghajlat II. Budapest 1909. 199—205.
- [8] Nagel, E.: La relation entre la nébulosité et la durée d'insolation et ses conséquences pour la climatologie appliquée de la Suisse. *Annales de la Station centrale suisse de Meteorologie* (1955).
- [9] Grunow, J.: Über die Beziehungen zwischen Sonnenscheindauer und Bewölkung, *Met. Rundschau*, 11 (1958) 127—131.
- [10] Lauscher F.: Zur Frage: „Sonnenschein + Bewölkung = 100%?“, *Wetter und Leben*, 9 (1957) 143—146.

A Kárpátok védőhatása északkeleti hidegbetörés esetén

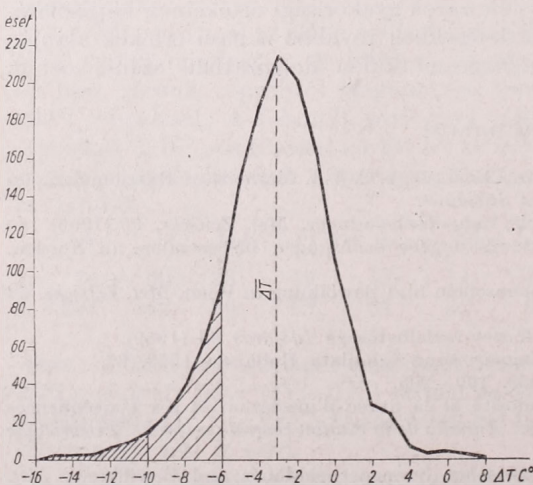
Összefoglalás. A tanulmány a Kárpát-medence és a Kárpátokon túli észak-északkeleti terület hőmérséklet különbségeit vizsgálva megállapítja, hogy a téli hónapokban (nov.—márc.) azon eseteknek 60 százaléka a Kárpátok hidegbetöréssel szembeni védelmének köszönhető, amikor a medence lényegesen melegebb, mint a medencén kívüli terület. Az északkeleti hidegbetöréseknek csupán egyharmadát követi a medence belsejében is erős hőcsökkenés. Olyan esetekben, amikor a Kárpátokon túli terület lényegesen hidegebb, mint a medence, az esetek túlnyomó részében másfél km-nél nem vastagabb a Kárpátokon túli hideg légtömeg, amely nem tudván behatolni a medence belsejébe, körülfolyja a Kárpátok hegyláncát.

*

Der Schutzeffekt der Karpaten im Falle nordöstlicher Kälteeinbrüche. Auf Grund der Untersuchung der Temperaturunterschiede des Karpaten-Beckens und der nord-nordöstlichen Transkarpatengebiete wird festgestellt, dass in den Wintermonaten (November—März) 60 Prozent jener Fälle, wo das Becken wesentlich wärmer war als die ausser dem Becken liegende Gebiete, dem Schutzeffekt der Karpaten zugeschrieben werden kann. Nach den nordöstlichen Kälteeinbrüchen folgt im Inneren des Beckens nur in einem Drittel der Fälle eine starke Temperaturabnahme. In solchen Fällen, wo die transkarpatischen Gebiete wesentlich kälter sind als das Becken, ist die Dicke der transkarpatischen kalten Luftschicht in den meisten Fällen kaum mehr als $1\frac{1}{2}$ km. Diese Luftschicht, welche nicht in das Innere des Beckens eindringen kann, umfließt die Gebirgskette der Karpaten.

*

Északkeleti hidegbetörésnek nevezzük azt a folyamatot, amikor kontinentális poláris légtömegek nyomulnak Északkelet-Európa térségéből Közép-Európa felé. Az északkeleti hideg levegő Lengyelország, Podólia, Moldva, Bessarabia területéig zavartalanul hatol előre, a Kárpátok hegyvonulatánál azonban megtorpan és vertikális kiterjedésétől függően vagy egyáltalán nem, vagy csak késve, kisebb-nagyobb kerülővel zúdul be a Kárpát-medencébe. A Kárpátok hegyláncának ez a védőhatása nyilvánvaló, és általánosságban régóta ismeretes [1], a folyamat részletesebb klimatológiai és szinoptikus elemzése azonban eddig csak az áramlásra gyakorolt módosíthatással kapcsolatban történt meg [2, 3, 4].



1. ábra. A Kárpát-medence és Kárpátokon túli terület hőmérsékletkülönbségének gyakorisági eloszlása

Tanulmányunkban megvizsgáljuk, hogy a Kárpátok hidegbetöréssel szembeni védőhatása milyen gyakorisággal jelentkezik, s egy tipikus helyzet részletesebb elemzésével a folyamat lényegét igyekszünk megvilágítani. A Kárpátok nyújtotta védelem gyakoriságát oly módon kíséreltük megállapítani, hogy összehasonlítottuk egymással a Kárpátokon túli északi, északkeleti terület hőmérsékletét a medence belsejének hőmérsékletével, s a naponkénti hőmérsékletkülönbségeket elemeztük. Vizsgálatunkhoz az Orsz. Meteorológiai Intézet Előrejelző Osztályán készült maximumhőmérsékleti térképeket használtuk föl az

1949—59 közötti időszakból az 1956-os év kivételével, amelyet a térképsorozat hiányai miatt kihagytunk. Választásunk azért esett a maximumhőmérsékletre, mert annak értékei kisebb mértékben függenek helyi zavaró tényezőktől, s jobban reprezentálják az alsó légrétegek tényleges hőmérsékletét, mint a kisugárzás nap-szakából származó hőmérsékleti adatok. Vizsgálatunk a november—március közti időszakra terjed, mivel a folyamat a téli hónapokra jellemző. A Kárpátokon túli terület hőmérsékletét Krakow, Lvov és Iasi maximumhőmérsékletének átlagával, míg a medence belsejét Szombathely, Pécs, Budapest, Szeged és Debrecen átlagos maximumával jellemeztük. A két terület átlagolt maximumhőmérséklete közti különbségek gyakorisági eloszlását az *I. ábrán* mutatjuk be, ahol a különbséget akkor tekintettük negatív előjelűnek, ha a Kárpátokon túli terület volt a hidegebb. A hőmérsékletkülönbségek átlaga (ΔT) $-3,08^\circ$, az átlag körüli szórás ($\sigma_{\Delta T}$) $2,93^\circ$.

Nyilvánvaló, hogy a Kárpátok védőhatását a nagyobb negatív különbségek jelzik. Meg kell azonban gondolnunk, hogy a medence javára nagy hőmérsékletkülönbség két okból is fennállhat; egyrészt azért, mert az északkelet felől érkező sekély hideg levegő nem tud áthatolni a hegyláncon, másrészt pedig azért, mert déli, délnyugati felmelegedés esetén a meleg levegő csak a hegyvonulat fölötti magasságban jelentkezik a Kárpátokon túli területen. Mindkét esetben a Kárpátok hatásával állunk szemben, de Magyarország számára az első esetnek van jelentősége. A két esetet az általános szinoptikus helyzet figyelembevételével választhatjuk szét.

A hőmérsékletkülönbségek gyakorisági eloszlásának alapján, mivel az eloszlás normálisnak tekinthető, jelentősebb negatív különbségnek (a medence lényegesen melegebb) minősítjük mindazokat a ΔT értékeket, melyekre fennáll, hogy: $\Delta T \leq \Delta T - \sigma_{\Delta T}$. Számértékeink figyelembevételével tehát azokat az eseteket tanulmányozzuk, amikor a medence legalább 6 fokkal melegebb, mint a Kárpátokon túli északi, északkeleti terület. Alábbi *I. táblázatunkban* feltüntetjük a $\Delta T \leq -6^\circ$ esetek havi előfordulásának relatív gyakoriságát:

I. TÁBLÁZAT

$\Delta T \leq -6^\circ$ esetek rel. gyakorisága

November	8,5%
December	11,0
Január	14,4
Február	19,5
Március	30,0
Nov.—Márc.	16,8

Amint látjuk, e helyzetek gyakorisága tél végéig egyre növekszik, amit részben az indokol, hogy tél vége felé az északkeleti hidegbetörések veszítenek erejükből, a hideg levegő vastagsága csökken, s így a Kárpátok feltartóztató hatása egyre jobban érvényesülhet.

Következőkben megvizsgáljuk, hogy a $\Delta T \leq -6^\circ$ eseteknél milyen az aránya a hideg advekciónal járó északi és keleti irányítású, illetve a melegadvekciónal kapcsolatos déli és nyugati irányítású makroszinoptikus helyzeteknek, tekintve, hogy a Kárpátok hidegbetörésekkel kapcsolatos védelméről reális képet csak úgy nyerhetünk, ha e két fő típust szétválasztjuk. Megjegyezzük, hogy a keleti anticiklonos helyzetet (*Ae*) is a keleti irányítású helyzetekhez soroltuk, jóllehet, az általános irányítás ilyenkor, a talajközeli rétegeket nem tekintve délkeleti déli, azonban télen a talajmentén keleti szelek uralkodnak, jelezve a keleteurópai hideg légtömegek előrenyomulását. Északkeleti hidegbetörés után ez a makroszinoptikus

típus rendszeresen kifejlődik, ha a hideg levegő a Kárpátokat körülfolyva elárasztja a Havasalföldet. Az alábbi *II. táblázatban* feltüntetjük, hogy a vizsgált legalább 6 fokos hőmérsékletkülönbségek idején milyen százalékos arányban fordultak elő az említett makroszinoptikus helyzetek :

II. TÁBLÁZAT

$\Delta T \leq -6^\circ$ esetek eloszlása makroszinoptikus helyzetek szerint %

	nov.	dec.	jan.	febr.	márc.	nov.—márc.
<i>N</i> és <i>E</i> helyzetek	69	69	59	42	60	58
<i>S</i> és <i>W</i> helyzetek	31	24	37	47	32	36
Határozatlan	—	7	4	11	8	6
Hidegvédettség	6	8	9	8	18	10

Táblázatunkból jól látható, hogy a vizsgált jelentékeny hőmérsékletkülönbségek nagyobb része a Kárpátok hidegbetörésekkel szembeni védelméből ered, kivétel csak február, amikor e hőmérsékletkülönbségek nagyobb része az ellenkező hatásban leli magyarázatát. Végeredményben megállapíthatjuk, hogy a *november—március időszakban a Kárpát-medence és a Kárpátokon túli észak-északkeleti terület között a medence javára fennálló nagyobb hőmérsékletkülönbségek mintegy 60 százaléka a hegyláncnak az északkeleti hidegbetörésekkel szembeni védelméből származik.*

Magassági és talaj szélmegfigyelések alapján közvetlenül is bizonyíthatjuk, hogy a szóbanforgó *N* és *E* irányítású helyzetekben a Kárpátokon túli területen az alsó 2 km-ben olyan az áramlás, hogy az a hegylanc külső oldala felé tart, tehát a hőmérsékletkülönbség valóban a hegylanc védőhatásának tulajdonítható.

Lvov megfigyelései alapján meghatároztuk a talaj és az 1500 m-es szint szeleinek irányok szerinti eloszlását s az eredő szélvektort északi és keleti irányítású makroszinoptikus helyzetekkel egybeeső $\Delta T \leq -6^\circ$ napokra az 1951—55 időszakból (67 talajszélmegfigyelés és 52 pilotszélmérés adata állott rendelkezésünkre). Eredményeinket a *III. táblázatban* tüntetjük föl :

III. TÁBLÁZAT

Szélirányok relatív gyakorisága % és eredő szélvektor Lvovban *N* és *E* makroszinoptikus helyzetekkel kapcsolatos $\Delta T \leq -6^\circ$ napokon

	<i>N</i>	<i>NE</i>	<i>E</i>	<i>SE</i>	<i>S</i>	<i>SW</i>	<i>W</i>	<i>NW</i>	<i>C</i>	Szélvektor
talaj	9	6	38	16	2	3	4	10	12	93°, 1,7 m/s
1,5 km	13	10	8	31	4	12	6	16	0	29°, 0,6 m/s

A Kárpátok hegyláncja az *NW*, *N*, *NE*, *E* és *SE* irányokból érkező hideg légtömegekkel szemben védi a medencét, táblázatunk szerint ezen szélirányok relatív gyakorisága a Kárpátokon túli területen a vizsgált helyzetekben 79, ill. 78%, tehát ilyenkor az esetek túlnyomó részében az alsó 2 km-ben olyan a hideg légtömegek mozgási iránya, hogy a Kárpátok hegyvonulata gátolja a medence belsejébe történő beáramlásukat. Az eredő szélvektor iránya is bizonyítja állításunkat, s a szélirány balrafordulása egyben jelzi e területen a vizsgált rétegben lezajló hidegadvékeiót.

A védelem gyakoriságáról úgy nyerünk képet, ha meghatározzuk, hogy a hidegadvékeiókkal kapcsolatos makroszinoptikus helyzetekben fellépő $\Delta T \leq -6^\circ$ eseteknek mennyi a valószínűsége a vizsgált időszak összes napjaihoz viszonyítva, vagyis ha az *I. táblázatban* szereplő valószínűségeket megszorozzuk a *II. táblázat* első sorának valószínűségével. Ily módon nyertük a *II. táblázat* utolsó sorát (hideg-

védettség), amelyből ismét kitűnik, hogy márciusban a védelem mértéke jóval nagyobb a többi téli hónaphoz viszonyítva, más szóval, a Kárpátok jelenléte főként márciusban hat jótékonyan hőmérsékletünkre.

A védelem gyakoriságán kívül fontos tudnunk azt, hogy a védelem meddig áll fenn, s milyen valószínűséggel számíthatunk arra, hogy pár napos késéssel bekövetkezik a hősüllyedés a Kárpát-medencében is. Ennek felderítése céljából megvizsgáltuk, hogy mindazon $\Delta T \leq -6^\circ$ esetek első napja után, melyek fennállásakor és az azt követő napokon északi vagy keleti irányítású makroszinoptikus helyzetek voltak, a maximumhőmérsékletek átlaga szerint bekövetkezett e a medence belsejében hőmérsékletcsökkenés, s a $\Delta T \leq -6^\circ$ eset első napja után hány nap múlva érte el a hőmérséklet a mélypontját.

Az 54 folyamat megvizsgálása után azt az eredményt kaptuk, hogy 22 esetben vagy egyáltalán nem lépett föl hősüllyedés, vagy mértéke jelentéktelen, 2 fokot meg nem haladó volt (41%), 15 esetben következett be 3—5 fokos süllyedés (28%), s végül 17 esetben volt jelentékeny, 5 fokot meghaladó lehűlés (31%). Adataink alapján kimondhatjuk, hogy *olyan esetekben, amikor északi vagy keleti irányítású makroszinoptikus helyzeteknél a Kárpátokon túli észak-északkeleti területet elborító hideg miatt e terület lényegesen hidegebb, mint a medence, az esetek egyharmadában várható csak, hogy a hideg légtömegek behatolva a medencébe, ott néhány nap múlva jelentékeny, 5 fokot meghaladó hőmérsékletcsökkenést idéznek elő.* Ez az adat bizonyítja, hogy adott makroszinoptikus helyzetekben a Kárpátok hidegbeáramlással szembeni védelme nem lebecsülendő.

Megnézve, hogy 5 foknál nagyobb hőmérsékletcsökkenés esetén a hőmérséklet mélypontja a $\Delta T \leq -6^\circ$ eset után hány napra következik be, az alábbi eredményt kapjuk: 1 nap múlva 0 esetben, 2 nap múlva 6 esetben, 3 nap múlva 3 esetben, 4 nap múlva 1 esetben, 5 nap múlva 5 esetben, 6 nap múlva 1 esetben és 7 nap múlva 1 esetben. Adataink azt az érdekes tényt mutatják, hogy a bekövetkező lehűlés mélypontja leggyakrabban 2 vagy 5 nap múlva áll be, nyilván a beáramló hideg levegő vertikális kiterjedésétől függően.

Következőekben bemutatjuk, hogy északi és keleti irányítású makroszinoptikus helyzetekkel egybeeső $\Delta T \leq -6^\circ$ napokon milyen a hőmérséklet eloszlása az alsó 6 km-es rétegben a medence belsejében és a Kárpátokon túli északkeleti területen. E célból kiszámítottuk a szóbanforgó napokra az 1951—55 időszakból Budapest és Lvov 03 GMT-kor végzett rádiószonda mérései alapján a fő izobárszintek átlagos hőmérsékletét, amit a IV. táblázatban közlünk:

IV. TÁBLÁZAT

Hőmérséklet a fő izobárszintekben

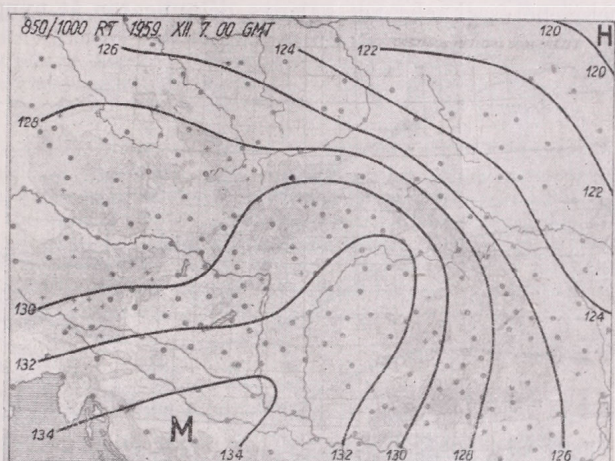
	talaj	850 mb	700 mb	500 mb
Budapest	1,0	-3,8	-10,9	-26,5
Lvov	-6,2	-6,5	-12,2	-26,2
ΔT	-7,2	-2,7	-1,3	0,3

Adataink jól mutatják, hogy ezekben az esetekben csekély kiterjedésű hideg levegő borítja a Kárpátokon túli területet, s 3 km-től felfelé eltűnik a hőmérsékletkülönbség a hegyvonulat innenső és túlsó oldala között. Ezzel igazolást nyert az, hogy az alsó másfél kilométeres légrétegben észlelt nagyobb hőmérsékletkülönbség valóban a Kárpátok hegyláncának védelme következtében áll fenn, hisz ellenkező esetben az a hegyvonulat fölötti szintekben is kimutatható lenne.

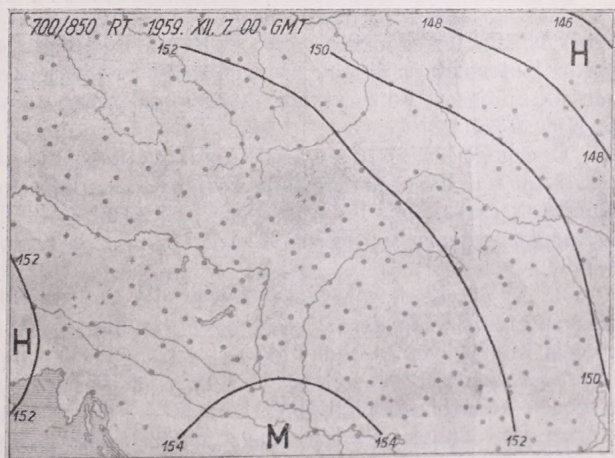
keresztül indult meg, ami a hőmérséklet eloszláson kívül az izobárok Dunántúl felé történő kiöblösödésében nyilvánul meg. A hidegbeszivárgás másik útja délkelet felől követhető, ahol délkeleti széllel a Havasalföldet elárasztó hideg húzódik lassan az Alduna térségéből az Alföld déli része felé. Az északnyugati és délkeleti hidegbeszivárgás találkozásánál alakult ki azután az okkluziós front, amely a medence belsejében borús időt okozott kisebb esőkkel.

Lássuk ezután a hőmérséklet eloszlását kifejező relatív topográfiákat. A 3. és 4. ábrán bemutatjuk a 850/1000 és 700/850 mb-os relatív topográfiák izohipszáit a Kárpát-térség környezetében. A térképeken az izohipszákat 2 dekaberk intervallummal szerkesztettük meg, így két szomszédos egyenlőségi görbe között a hőmérsékletkülönbség a 850/1000 mb-os relatív topográfiánál 4,3°, míg a 700/850 mb-os relatív topográfiánál 3,6°. A két térkép egybevetése jól mutatja a hideg levegő rétegződését. Az alsó másfél km-es légréteg hőmérsékletét reprezentáló 850/1000 mb-os relatív topográfia izohipszái összesűrűsödnek a Kárpátok vonulata mentén, s pl. Uzsgorod és Lvov között 150 km-re számítva 11° a hőmérsékletkülönbség, míg az 1,5 és 3 km közötti átlaghőmérsékletet feltüntető 700/850 mb-os relatív topográfián az izohipszáik sűrűsödése már alig szembetűnő, s az előbbi hőmérsékletkülönbség 1,5°-ra csökken. Térképeink igazolják, hogy a hideg levegő csak az alsó másfél km-es rétegre terjedt ki, s ezért nem tudott átfolyni a Kárpátokon az elkövetkező napok alatt sem.

Lényegében ugyanazt mutatjuk be még szemléletesebb formában az 5. ábrán, megszerkesztve a Kárpát-medencén áthaladó Udine—Kiev közötti függőleges metszetet, feltüntetve a hőmérséklet és ekvipotenciális hőmérséklet egyenlőségi görbéit, valamint a magassági szelet.

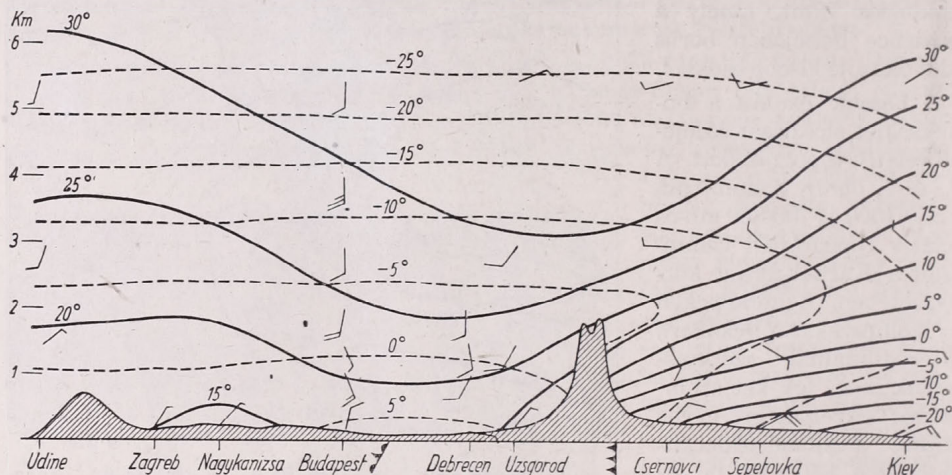


3. ábra. A 850/1000 mb-os relatív topográfia térképe 1959. XII. 7., 0 GMT



4. ábra. A 700/850 mb-os relatív topográfia térképe 1959. XII. 7., 0 GMT

A metszet jól szemlélteti a sekély hideg levegő elakadását a Kárpátok lábánál. Érdekes a szélirány magassággal való változása. A Kárpátokon túl másfél km-es magasságig tart a keleties irányú szél uralma, e fölött az áramlás nyugatiba fordul. A Kárpátok belső oldalán, de az egész Kárpát-medencében csak a talajon találunk gyenge keleties légáramlást, egyébként már másfél km-ben déli, majd a medence belsejéből északkelet felé haladva délnyugaton át nyugatiba forduló áramlás észlel-



5. ábra. Függőleges metszet Udine és Kiev között, 1959. XII. 7., 0 GMT. A folytonos vonalak az ekvipotenciális hőmérséklet, a szaggatott vonalak a hőmérséklet egyenlőségi görbéi

hető. A meleg levegőnek a vékony talajmenti hideg légtömeg fölé áramlását mutatják az izotermák is, a meleg levegő magasban való kelet felé áramlása következtében jól kifejezett hőmérsékleti inverzió található az alsó három km-ben Csernovci és Kiev között.

Összefoglalva eredményeinket a következő megállapításokat tehetjük:

1. A téli hónapokban (nov.—márc) azon eseteknek mintegy 60 százaléka a Kárpátok északkeleti hidegbetörésekkel szembeni védelmének köszönhető, amikor a Kárpát-medence lényegesen melegebb, mint a Kárpátokon túli észak-északkeleti terület.

2. Az északkeleti hidegbetörésekkel szembeni védelem az esetek kétharmad részében tartós, és csak az esetek egyharmadát követi 2—5 napos késéssel a medencére is kiterjedő erősebb lehűlés.

3. A Kárpátok hegyláncja a sekély, másfél km-nél nem vastagabb hideg légtömegek behatolását akadályozza meg. A sekély hideg levegő körülöleli a hegyláncot, létrejönnek a talajmenti nyomási képre jellemző körülölelő izobárok, s a legalább két irányból a medence belseje felé szivárgó hideg levegő létrehozza az *Ozorai* által kimutatott orografikus okkluziót.

IRODALOM

- [1] *Róna Zs.*: Éghajlat, II. 18 o., Budapest, 1909.
- [2] *Tóth G.*: Az Északi Kárpátok védő és eltérítő hatása északi szelekkel szemben. Időjárás, 37. évf. Budapest, 1933.
- [3] *Pécze Gy.*: Áramlási viszonyok Magyarországon különböző makroszinoptikus helyzetekben. Időjárás, 61. évf. Budapest, 1957.
- [4] *Pápatiné Szalay G.*: Légáramlás Magyarországon kétoldali hidegbetörés esetén. Időjárás, 63. évf. Budapest, 1959.
- [5] *Ozorai Z.*: Az orografikus okkluzió a Kárpát-medencében. Időjárás, 60. évf. Budapest, 1956.

Talajok fényvisszaverőképességének függése a nedvességtartalomtól és a fény színétől

Összefoglalás. A talajfelületről való fényvisszaverődésnek optikai módszerrel történő laboratóriumi mérése alkalmas arra, hogy a visszaverőképességnek a talaj nedvességtartalmától és a megvilágító fény színétől való függését meghatározzuk. Ezen vizsgálatok eredményeit mutatja be az alábbi dolgozat. A méréseknél igyekeztünk a vizsgált talaj felületét a természetes állapotnak megfelelőleg kialakítani és ezzel a műtalaj jellegét csökkenteni.

✱

Reflectance of grounds in their dependence on the moisture content and the colour of the light. The dependence of the reflectance of the ground from the moisture content of the soil and from the colour of the light of the luminous source can be determined by means of optical measurement of the reflectance carried out in laboratory. The results of these measurements are contained in the present paper. Efforts have been made to form the surface of the ground in accordance with the natural state of the ground, in order to diminish the character of the artificial ground.

✱

A felületi fényvisszaverőképességet általában albedonak szokás nevezni, bár ez a csillagásztól átvett kifejezés nem felel meg a jelenség meteorológiai fogalmának. A Földnek, mint égitestnek, az albedoja 43% (Aldrich 1919), 42% (Kimball 1929) vagy 39% (Danjon 1936), tehát egy szám, mint eredője annak a sokfajta helyi fényvisszaverőképességnek, mely a változatos földfelszín következtében kialakul. A csillagászati definíció az albedo részére Bond szerint jelenti: egy párhuzamos sugarakkal megvilágított gömb felületéről minden irányban szétszórt fény erősségének viszonyát a beeső fényerősséghez. A meteorológiai méréseknél ennek a feltételnek nem teszünk eleget, mivel a mérések helyi jellegüknél fogva csak kis felületekre vonatkoznak. Ezért kívánatosnak látszik az erősen meghonosodott albedo kifejezés helyett a *fényvisszaverőképesség, visszaverődés mértéke, talajreflexiószám*, vagy a jövőben kialakuló más, jobb megjelölés használata.

Hosszabb ideig ugyanazon helyen végzett fényreflexiószám mérések azt mutatták, hogy a nyert eredmények egymástól erősen eltérő mértékszámokat adtak a reflexió nagyságára nézve. Ezen mérési bizonytalanságok okát először a mérőeszközökben kerestük, de a mérési eltérések különböző mérőeszközök használatánál is megmaradtak. Emiatt arra kellett gondolni, hogy a talajok fényreflexiószám tényezőjének mérőszámában más tényező is szerepel, mint a talaj anyagi összetétele. A végrehajtott kísérletek azt mutatták, hogy kopár talajok esetében a fényreflexió a talaj felületi kialakítottságán kívül (beiszapoltan sima vagy morzsalékos felület) főként a talaj nedvességtartalmától függ és annak növekedésével erősen csökken. Ilyen méréseket pl. teniszpályákon végezve jól észre lehetett venni a felszín kiszáradásakor mutatózó reflexióképesség növekedést. Ugyanekkor felmerült az a kérdés is, hogy a talajok reflexióképessége milyen mértékben függ a megvilágító fény színétől, mert fel lehet tételezni, hogy a napfénynek színváltozása is megjelenhet a fényreflexió mértékszámában.

A reflexióképességnek a nedvességtartalomtól és fényszíntől való függését laboratóriumi vizsgálattal volt célszerű tisztázni, mert megszabott kísérleti feltételek (adott talajnedvesség és határozott összetételű fény) a szabad talajon nem állíthatók elő. A laboratóriumi vizsgálatnál jogosan felmerül az a kétely, hogy az odavitt talajokból kialakított felület műtalaj jellegű és nem felel meg a szabadban előforduló állapotnak. Ténylegesen, ha egy szabadföldi talaj fényreflexióját megmérjük és

utána azt laboratóriumban megismételjük, az utóbbi mérés eredménye mindig jóval kisebb lesz a felület laza érdessége miatt. Véleményünk szerint a műtalaj jelleget a fényreflexióképesség meghatározása szempontjából az a körülmény képviseli legnagyobb mértékben, hogy a laboratóriumi talajmintán nem tudjuk kialakítani azokat a felületi tulajdonságokat, melyekkel a talaj a szabadban rendelkezik. A szabadföldi állapot elérését azonban megközelíthetjük azzal, hogy a talajminta felületét nedvesítve igyekszünk azt a hatást létrehozni, melyet az eső végez a felület kialakításában. Ezért a talajmintát, mely jól zárható csiszolatos fedővel ellátott laboratóriumi ún. bemérőedényben volt, vízzel erősen bepermeteztük és utána óvatosan kiszáritottuk úgy, hogy az nem esett vályogos rögökre. Ezt a nedvesítést talaj-nemenként különbözően kell végezni, mert pl. túlnagy mértékű nedvesítés felszín-változást okozhat, mert elősegíti a talaj anyagának fajsúly szerinti ülepedését. A részletek taglalása túlmegy ezen dolgozat méretein és célján.

A nedvesítés hatása a talajfelszínre jelentékeny befolyással van, mert míg pl. egy laza felületű, de száraz műtalaj reflexiója 8%, addig ugyanazon talajé nedvesítés és szárítás után 15%-ra emelkedett. Ezen nedvesítéssel való felületkialakítással törekedünk a laboratóriumi mintákat lehetőleg kevésbé műtalaj tulajdonságúvá tenni.

Az így előkezelt talajminták azután határozott súlyszázalékú nedvességtartalomra hozhatók azáltal, hogy a kiszáritott és adott súlyú talajokat a kívánt nedvességtartalomnak megfelelő súlyú vízzel hoztuk össze és zárt edényben megvártuk (több napig tartó raktározással), míg bennük a víz egyenletes eloszlású lesz. Előzetes vizsgálatok alapján célszerűnek látszott olyan sorozatok készítése, melyek a vizet 5%, 10%, 20%, 30% mennyiségben tartalmazzák a nedves talaj súlyszázalékában kifejezve.

A mérési eljárás, amely a reflexió meghatározására szolgált, a *Zeiss—Pulfrich* rendszerű optikai fotométer alkalmazásán alapult. Az eljárás elve abban áll, hogy a készülék látóterében egyszerre észlelhető egy talajmintáról és egy nagyreflexiójú (98% feletti reflexióképességű) baritlemezről visszavert fény. A fény mindkét anyagra 45 fokos ferdeséggel esik. A baritlemezről visszavert fény egy résszerkezettel százalékosan megmérhető mennyiségben gyengíthető. A mérés abban áll, hogy a baritlemez visszavert fényét addig gyengítjük, míg az a látóteret olyan erősséggel világítja meg, mint a talajminta fénye. Ennek megítélését kell végezni a méréskor, ami elvileg egyszerű feladat és ezért a több egymásutáni mérést könnyen lehetővé teszi. Fehér fénynél nehézséget okoz, ha a vizsgálandó anyagnak saját színe van, mert akkor a látóter két fele különböző színű, a fényerősség egyenlő beállítása emiatt lehetetlen. Szürke, vagy sötét színű talajok azonban a tapasztalat szerint jól mérhetők. Mivel a mérés igen gyorsan végezhető, sok beállítást lehet végezni és az eredmények eléggé megbízhatók. Színes fényben a mérést mégis úgy lehet végezni, hogy felhasználjuk a készülékbe beépített színszűrősorozatot. Sajnos, ezek jellegükből következőleg csak körülbelüli színjellemzésre használhatók, mert fényáteresztőképességük a színekben viszonylag széles sávot foglal el. A Pulfrich-színszűrők színekpi áteresztő tartománya a következő:

<i>Színszűrő</i>	<i>A színekp tartomány</i>
vörös	770—610 millimikron
narancs	710—580 millimikron
sárga	650—580 millimikron
zöld	570—500 millimikron
kék	495—400 millimikron

A mérésekhez háromfajta, jellegzetesnek tartott talajmintát választottunk ki. Az első egy nagy reflexióképességű világossárga agyagos homok volt, a második igen kis reflexióképességű sötétbarna erdei talaj, a harmadik pedig világosszürke balatoni fenéktalaj. Ennek szürke színétől vártuk ugyanis azt, hogy fényvisszaverő képessége legkevésbé fog függeni a megvilágító fény színétől. Ez a feltevés később be is igazolódott. A talajokból szítalással eltávolítottuk a finom port, azután ismételt szítalással 0,2—0,4 mm közötti szemcse nagyságra állítottuk be. Ezután következett a beiszapolási és szárítási művelet, amint azt előbb már leírtuk. Mindegyik

I. TÁBLÁZAT

Világossárga agyagos homok : Reflexióképesség %-ban

Fény színe	Nedvességtartalom			
	5%	10%	20%	30%
Fehér	—	—	—	—
Vörös	42	37	27	25
Narancs	40	36	25	24
Sárga	39	35	24	23
Zöld	28	23	16	14
Kék	15	13	9	6

II. TÁBLÁZAT

Sötétbarna erdei föld : Reflexióképesség %-ban

Fény színe	Nedvességtartalom			
	5%	10%	20%	30%
Fehér	11	10	6,5	4,0
Vörös	15	12	8,0	5,5
Narancs	14	11	7,5	5,0
Sárga	12	9	6,0	4,5
Zöld	8	6,5	4,5	4,0
Kék	7	5,0	3,5	3,0

III. TÁBLÁZAT

Világosszürke balatoni fenéktalaj : Reflexióképesség %-ban

Fény színe	Nedvességtartalom			
	5%	10%	20%	30%
Fehér	27	25	19	13
Vörös	30	28	22	16
Narancs	29	27	21	15
Sárga	28	24	19	14
Zöld	24	22	16	11
Kék	22	18	13	8

nedvességi fokozatra minden talajfajtából öt külön mintát készítettünk. A minták elkészítésében sikerült olyan gyakorlatra szert tenni, hogy az egyes minták reflexió értékei a mérés pontosságának határain belül teljesen egyeztek. A látótér fényegyenlőségének beállítását nagyobb reflexió értékeknél 1—2% pontosságig lehet pihent szemmel végezni. Az értékek leolvasását 0,2% pontosságig végeztük és tíz észlelés elvégzése után a méréssorozat eredményének a középső (medián) értéket tekintettük, melyet a nagyobb reflexió értékeknél a legközelebbi egész %, kisebb értékeknél a legközelebbi 0,5% értékre egészítettünk ki. Az így elvégzett mérések eredményeit az I—III. táblázatunk mutatja be.

A mérés eredményei azt mutatják, hogy a nedvességtartalom változása a talaj fényreflexió képességére jelentékeny, talán meglepő nagyságú befolyással van. Érdekes, hogy a teljesen száraz és 5% nedvességtartalmú talaj reflexióképessége között mérés technikailag értékelhető különbséget nem találtunk. A nedvességtartalomnak a reflexióképességre való nagyfokú befolyása szükségessé teszi a talaj reflexióképességére vonatkozó méréseknél a nedvességtartalom figyelembevételét is.

A reflexióképességnek a fény színétől való függése is eléggé jelentékeny nagyságú, különösen a kifejezetten színes talajnál. Érdekes, hogy mindhárom fajta talaj reflexióképessége vörös színű fényben jóval nagyobb, mint kékben. Ezen jelenségnek a reflexióképesség mérésére csak akkor lehet befolyása, ha a megvilágító napfényben jelentékeny színváltozás megy végbe.

Szepsziné Lőrincz Anna :

A talajközeli légréteg párányomásának vizsgálata a Balaton térségében

Összefoglalás. A tanulmány a párányomás, a hőmérséklet és az abszolút nedvesség összefüggésének tanulmányozása után az 1958. évi Balatonkutatás során gyűjtött megfigyelési anyagból számított óránkénti párányomás adatokat veszi részletes vizsgálat alá. Három partmenti és négy, a távolabbi környezetben elhelyezett állomásra vonatkozóan vizsgálja a párányomás napi menetét, majd az egyes állomásokra a különböző szélirányokhoz tartozó átlagos párányomás meghatározásával a Balaton vízfelszínének módosító hatását a környezet nedvességviszonyaira. Végül két partmenti állomás alapján százalékos arányban határozza meg a tó feletti párafelvételt, amely közelítőleg 8%-ot tesz ki.

*

Investigations on the vapour-pressure of the near ground air layer in the area of the Lake Balaton. After the examination of the vapour pressure, the temperature and the absolute humidity, the hourly vapour pressure values — computed from the material of observations made in 1958 at the Lake Balaton — are analysed in detail. The daily march of vapour pressure is investigated at three coastal stations and four other stations sited at a larger distance from the lake, and after that the effect of the surface of the lake, displaying a modifying effect on the humidity-conditions of the environment of the Balaton, is analysed by computing the average vapour pressure values appertaining to different wind directions. Finally the percentual value of the vapour absorption over the lake (cca 8%) is calculated on the basis of the data of two coastal stations.

*

A levegő egyik fontos állapotjelzője a benne levő vízgőz mennyisége. A talaj közelében a felszínhatás következtében a levegő állandóan transzformálódik, vagyis jellegzetes tulajdonságai megváltoznak, ezzel többnyire együtt jár a benne levő vízgőz mennyiségének megváltozása is.

Jelen vizsgálatunk célja az, hogy kimutassuk, van-e a Balaton vízfelszínének a környezet nedvességviszonyaira módosító hatása, és ha van, milyen mértékű ez a hatás és milyen távolságra terjed ki. Ennek megállapítása érdekében az 1958. évi nyári Balaton-kutatás programjának keretében a part mentén és a távolabbi környezetben felállított észlelőállomásokon termo- és higrográfokat helyeztünk el. A párányomásnak e műszerek regisztrátumaiból számított óraértékei alapján megállapítottuk a párányomás napi járását, valamint az egyes állomásokon, feltehetően a tó fölötti légáramlás irányától függő különbségeit.

A páranymás adatoknak az említett célra való alkalmazhatóságát bizonyítja a páranymásnak a hőmérséklettel és az abszolút nedvességgel fennálló kapcsolata. A páranymás, az általános gázegyenletből levezetve, a következőképpen határozható meg [1]:

$$e = 4,615 \cdot 10^3 \cdot \rho_v T \quad (1)$$

ahol e a páranymás mb-ban, ρ_v a vízgőz sűrűsége gr/cm³-ben, T pedig a hőmérséklet abszolút fokokban. Az a abszolút nedvességnek és a vízgőz sűrűségének összefüggése a következő:

$$a = 10^6 \cdot \rho_v \quad (2)$$

Ha (2)-ből ρ_v -t (1)-be helyettesítjük, a következő egyenletet nyerjük:

$$e = \frac{4,615 \cdot 10^3 \cdot T}{10^6} a \quad (3)$$

(3-ból) a T felbontása és a kijelölt műveletek elvégzése után a páranymásra a következő egyenletet kapjuk:

$$e = \left[1,2606 \cdot \left(1 + \frac{t}{273} \right) \right] a \quad (4)$$

(4)-ből látható, hogy a hőmérséklet változásától függő szorzótényezőnek a nagyságát már meghatározhatjuk, ha t helyébe különböző hőmérsékleti értékeket helyettesítünk. A szorzótényező értéke a minket érdeklő hőmérsékleti tartományban a következő [2]:

Hőmérséklet	Szorótényező
+10°	0,980
+15°	1,000
+20°	1,015
+25°	1,031
+30°	1,049

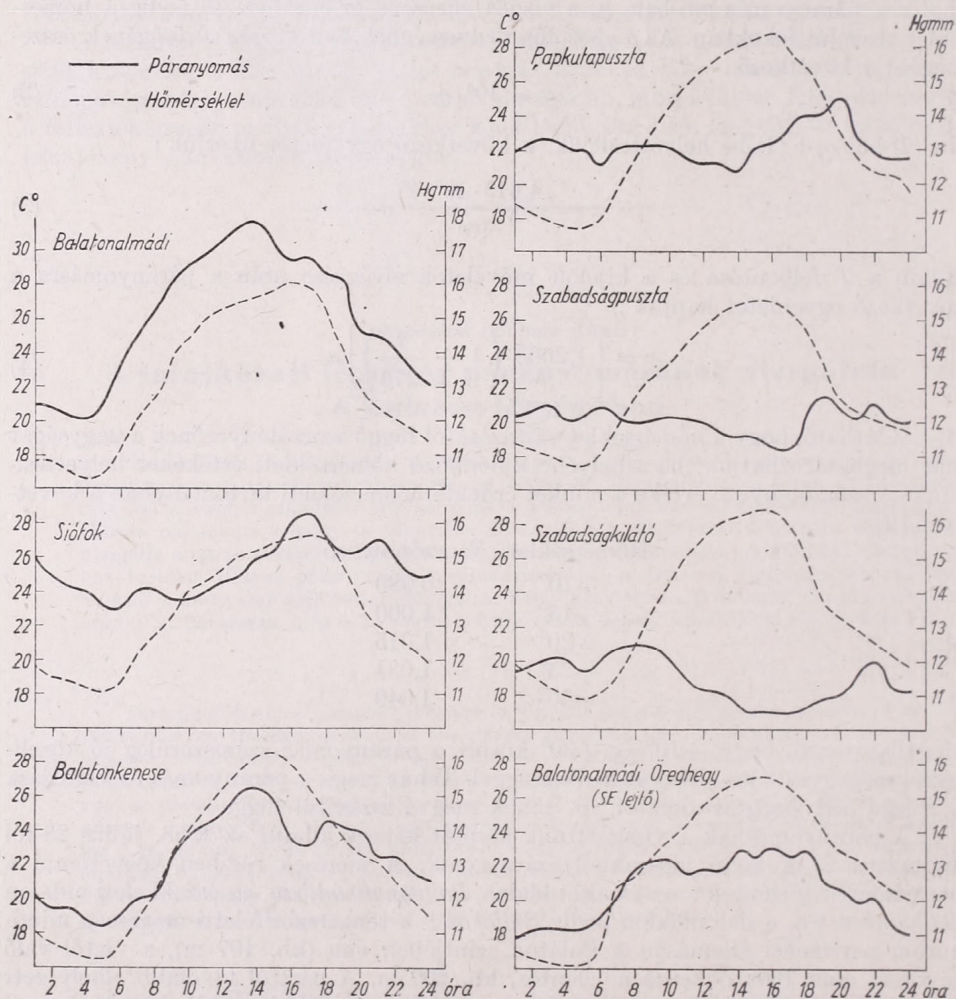
Megállapítható, hogy +10° és +30° között a páranymás számszerűleg jó közelítéssel megegyezik az abszolút nedvességgel. Tehát maga a páranymás és változása a levegő nedvességtartalmától, ill. ennek megváltozásától függ.

A páranymásnak a vizsgálatunk alapját képező adatai az 1958. július 28-tól augusztus 23-ig tartó időszakból származnak. A mérések részben közvetlenül a part mentén történtek: az északi oldalon *Balatonalmádiban*, az északkeleti oldalon *Balatonkenesén*, a déli oldalon pedig *Siófokon*; a tengerszintfeletti magasság mindhárom partmenti állomáson a Balaton szintjében van (kb. 107 m), a víztől való távolság csak Balatonkenesén jelentős, kb. 200 m. A parttól távolabb elhelyezett állomások a következők voltak: Legmesszebb volt a Balatontól, kb. 10 km-rel északra, 315 m tengerszintfeletti magasságban, a veszprémi platón *Szabadságpuszta*, ugyancsak az északi oldalon, de a parttól csak 1,5 km távolságra, a Káptalanfűred és Alsóörs felett 283 m magasan fekvő *Szabadság-kilátó* és Balatonalmádi felett, a 230 m magas *Öreghegy* keleti lejtőjén, kb. 200 méteres szintben egy megfigyelőhely; a Balaton déli oldalán pedig a partvonaltól kb. 4 km távolságban, a 140 m tengerszintfeletti magasságú *Papkutapuszta*.

Vizsgálatunk első lépéseként a 7 állomás hőmérsékletének és páranymásának napi menetét tanulmányoztuk (1. ábra).

Ismeretes, hogy a szakirodalom a páranymás napi menetének általában két típusát különbözteti meg: *egyszerű* az a napi menet, amikor a páranymás maxi-

muma délben, vagy kora délután, közelítőleg a hőmérséklet maximumának idején következik be, és *kettős hullámú* a napi menet, amikor az egyik maximum délelőtt, a másik kora este áll be. Az előbbit óceáni, az utóbbit kontinentális típusnak is szokás nevezni. Természetesen az időjárástól és a térszín tagoltaságától függően a két típustól jellegzetes eltérések is bekövetkezhetnek [3].



1. ábra. A páranomás és hőmérséklet átlagos napi menete derült, sugárzási időjárású napokon a hét balatonkörnyéki állomáson

A napi menetek vizsgálatához kiemeltük a derült, többnyire anticiklonális időjárású napok (1958. augusztus 1., 2., 5., 6., 7., 11., 17., 19.) óráközepeit, mert a zavartalan be- és kisugárzás idején a felszín különböző minősége folytán előálló egyedi vonások ilyenkor érvényesülnek a legjobban. 1. ábránk szerint a három partmenti állomás, Balatonalmádi, Balatonkenese és Siófok esetében a páranomás görbéje tendenciában a hőmérsékleti görbét követi, tehát itt az egyhullámú, óceáni típusról beszélhetünk. Abszolút értékekben és a páranomás maximuma beállításának

időpontjában vannak eltérések a három partmenti állomás között, ezeket a különbségeket részben a három megfigyelőhely eltérő szélviszonyaival, részben a víztől való különböző távolságukkal magyarázhatjuk. Két állomáson, Papkutatpusztán és Szabadságpusztán a páryanomás napi menetében igen jól felismerhető a kettős hullámú kontinentális típus. A páryanomás nappali menetének tendenciája ellentétes a hőmérsékletével: a páryanomásban világosan felismerhető a délelőtti kisebb értékű és a koraesti főmaximum. A Szabadság-kiláfon, ahol a megfigyelések hegytetőn folytak, a páryanomás napi menetében tisztán érvényesül a domborzat hatása. Reggel 8 órakor van a főmaximum, 17 órakor, két órával a hőmérsékleti maximum után a minimum, és 22 órakor a másodmaximum. A páryanomás napi járása néhány óra kivételével ellentétes a hőmérséklet napi járásával. A páryanomás napi menetének ilyen alakulása a hasonló tengerszintfeletti magasságot elérő hegygerincekre jellemzőnek vehető.

Az 1. ábra sorozatában az almádi Öreghegy keleti lejtőjén elhelyezett megfigyelő állomás páryanomásának napi menete az említett két típus egyikébe sem sorolható. A napi menet ilyen alakulása itt azzal magyarázható, hogy a délelőtti maximum után a konvekció megindulása csak átmenetileg, néhány órára csökkenti a páryanomást, mert a konvekció erőteljesebb kifejlődésével a partmenti alsó rétegekből vízgőz szállítódik az állomás szintjébe, tehát a hőmérséklet további emelkedésekor, ha nem is egyenletesen, a páryanomás mégis nő; 18 óra után, nagyjából a konvekció megszűntekor, a páryanomás az összes többi állomástól eltérően itt csökken.

A következőkben a Balatonnak környezete nedvességét módosító hatását vizsgálva, a páryanomásnak az azonos szélirányok idején fennálló óránkénti értékeit csoportosítottuk. Ennél a vizsgálatunknál természetesen a július 28. és augusztus 23. közötti időszaknak már minden óraértékét figyelembe vettük az egyes állomásokon. Meghatároztuk az egyes szélirányokhoz tartozó átlagos páryanomás értékét. Siófok és Balatonkenesén állandóan egyetemes széliró és működött. Ez lehetővé tette, hogy a többi öt állomáson a 06 órától 18 óráig ténylegesen észlelt nappali széladatokat a siófoki széliró adataira támaszkodva az éjszakai órákban is teljessé tegyük.

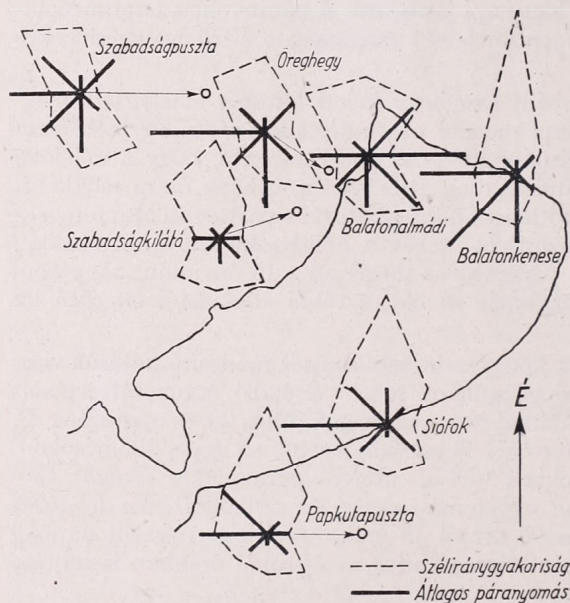
A Siófoki Obszervatórium szélirója a Balaton partján kétségtelenül a legszabadabb felállítású műszer, ennél fogva a tó keleti medencéje fölött fennálló szélviszonyokat reprezentálja. Nem vitatható, hogy az interpoláció az egyes állomásokon nem mindig fedi tökéletesen a valóságos szélirányt, azonban annak megállapítása érdekében, hogy vízfelőli szélirányok esetén van-e a Balaton felett párafelvével, megengedhető eljárásnak véljük. Ha reális az a feltevésünk, hogy párafelvével van, akkor az adatoknak ilyen sokaságában ennek a hatásnak mindenképpen érvényesülnie kell. Eredetileg 16 szélirány szerint számítottuk ki az átlagos páryanomást

I. TÁBLÁZAT

Megf. állomás	N		NE		E		SE		S		SW		W		NW		Összes esetek átlaga
	s	ē	s	ē	s	ē	s	ē	s	ē	s	ē	s	ē	s	ē	
	Balatonalmádi	103	13,4	101	15,1	29	16,0	101	15,3	77	14,8	61	14,6	39	14,9	115	
Siófok	172	14,5	76	14,2	35	13,5	71	14,5	62	13,8	66	14,5	80	16,3	86	14,9	14,7
Balatonkenese	216	12,1	46	12,7	22	11,8	81	12,4	69	13,7	74	14,5	56	14,4	64	12,3	12,9
Papkutatpuszta	174	12,7	75	13,2	26	13,3	74	13,5	52	13,0	54	13,0	70	14,5	84	13,4	14,3
Szabadságpusztá	136	11,6	27	12,5	22	11,2	103	11,9	100	12,8	62	12,7	43	13,1	116	12,4	11,8
Szabadság-kilátó	131	11,2	53	11,7	31	11,6	86	12,0	73	11,9	78	11,6	29	11,9	96	11,4	11,6
Öreghegy	100	12,1	57	12,8	35	11,7	110	12,7	65	13,7	48	12,9	38	14,8	100	12,7	12,8

mást, de mivel így néhány állomáson az egyes mellékirányoknál kisszámú esetből kellett volna átlagot számítanunk, ezért a 8 főirányra vonatkoztatva arányos osztással határoztuk meg az átlagos páranymóást. A szélirányok gyakoriságát (s) és az egyes szélirányokhoz tartozó átlagos páranymóás értékeit (\bar{e}) az I. táblázatban tüntettük fel.

2. ábránk az s széliránygyakoriságokat és az \bar{e} átlagos páranymóás relatív értékeit mutatja be. Az egyes állomásokon ugyanis a páranymóás legkisebb értékét vettük kiinduló pontnak, hogy a páranymóásnak a különböző szélirányok idején mutatkozó többletét szemléltethessük. 2. ábránk szerint csaknem az összes állomáson nyugati



2. ábra. Széliránygyakoriság és a szélirányokhoz tartozó átlagos páranymóás (1958. VII. 28.—VIII. 23.).

történik és ez a vízgőztöbblet a gyenge délies áramlással a tó fölötti térségből a szárazföld fölé szállítódik, és az északi oldalon, még Szabadságpusztán is, megemeli a páranymóás átlagos értékét.

Ennek a föltevésünknek látszólag ellene szól a tény, hogy a jelenség északi légáramlás idején nem áll fenn, vagyis a déli parton levő állomásokon az északi szélirányhoz tartozó átlagos páranymóás az északi part állomásaihoz hasonlóan kicsiny. Az ellentmondás azonban rögtön feloldódik, ha az egyes szélirányok átlagos sebességét vesszük vizsgálat alá. A vizsgált időszakban az egyes szélirányok átlagos sebésége a siófoki széliró adatai szerint a következő :

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
5,0	2,5	1,9	1,9	2,6	3,5	3,7	4,8	m/sec

Az egyes szélirányok átlagos szélsébségének ismeretében ugyanis az a következtetés vonható le, hogy mivel az északias irányok sebessége nagy, északi-északnyugati légáramlás idején jobban átkeveredik az alsó légréteg, ugyanakkor a levegő rövid ideig tartózkodik a víz fölött és nem vesz föl annyi nedvességet, mint a jóval

gyengébb déli szelek idején. Ennek következtében a déli oldalon északias irányú, tehát vízfelőli szelek esetén, különösen a parttól távolabbi környezetben az északi part mögötti térségekhez képest nem alakul ki lényeges különbség a párányomásban.

Ismeretes azonkívül, hogy a hozzánk északias áramlással érkező levegő nyáron általában alacsony hőmérsékletű, viszonylag csekély vízgőztartalmú levegőt jelent, ezért minden állomáson viszonylag kicsiny az északi szélirányhoz tartozó átlagos párányomás értéke. Siófokon, mivel itt az állomás közvetlenül a part mentén áll, természetesen kell vennünk, hogy ehhez a víz felőli szélirányhoz a többi állomástól eltérően nagyobb párányomás-érték tartozik. Ez azt bizonyítja, hogy annak ellenére, hogy az északi irányú szél sebessége nagy, közvetlenül a part mentén még észrevehető a Balaton nedvesség-növelő hatása. A parttól kissé távolabb azonban, pl. Papkutupasztán, már nem.

A legtisztábban a három partmenti állomáson mutatkozik a Balaton nedvesség-növelő hatása, bár Siófokon és Balatonkenesén a nyugati szélirányhoz tartozó párányomás magas értékét valószínűleg az advekcio és a víz fölötti párafelvétel *együttesen* hozza létre, a két hatás tehát összetevődik.

Siófok és Balatonalmádi állomásán százalékos arányban is megállapíthatjuk a Balaton fölötti párafelvétel nagyságát, mert a két megfigyelőhely csaknem azonos meridiánon van. Siófok és Balatonalmádi meridiánja között mindössze 2'-nyi a különbség, az eltérés tehát elhanyagolható. Északi irányú szél esetében a siófoki párányomás átlaga Balatonalmádi párányomásának 108,2%-a, déli szél idején viszont a balatonalmádi párányomás a siófokinak 107,8%-a. A párafelvétel tehát északi szél idején 8,2%, déli szél idején 7,4%.

Az elmondottak alapján megállapíthatjuk tehát, hogy a Balaton feltétlenül hat környezetének nedvességviszonyaira, azonban ez a hatás, a különböző időjárási helyzetekben nyilvánvalóan változó. A *légáramlás iránya és sebessége a döntő* abban, hogy a hatás milyen irányban és milyen távolságra terjed ki, tehát a Balaton nedvességmódosító hatását olyan módszerrel vizsgálhatjuk csak, amely e két utóbbi tényezőt figyelembe veszi.

Vizsgálatunk teljesebb lett volna még, ha az egyes szélirányok idején a szél-erősség fokozatai szerint is szétválaszthattuk volna a párányomás értékeit és ha a párányomásnak az egyes állomásokon fennálló különbségeit csak olyan időjárási helyzetekben vizsgálhattuk volna, amikor a Balaton-környék térségébe a nedvesség-advekcio szünetel. Ehhez azonban közvetlenül a Balaton északi és déli partján, valamint a távolabbi környezetében több olyan felállítású megfigyelő állomásra lenne szükségünk, amelyeknek adatai bizonyos szélirányok idején, az eltérő karakterisztikák megállapítása céljából, *hosszabb időszakon* át párhuzamba állíthatók lennének. Ilyen részletes vizsgálatokhoz azonban, egyhónapi regisztrátumok természetesen nem szolgáltathatnak kielégítő anyagot. Ezért újabb megfigyelőhelyek létesítésével további kutatások feladata az, hogy a Balaton nedvesség-módosító hatásának kérdésére még részletesebb, kiterjedtebb vizsgálattal, megnyugtató választ adjon.

IRODALOM

- [1] *Ozorai Z.*: Nedvességelemek a légtömegelemzésben. Beszámoló az 1951-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1951. 139. old.
- [2] *Linke's Meteorologisches Taschenbuch II.* Leipzig 1953. 476. old.
- [3] *Hasenrath, S.*: Der Tagesgang des Dampfdrucks in verschiedenen Höhenlagen der Alpen bei sommerlichem und winterlichem Hochdruckwetter. Meteorologische Rundschau. Band 12. Nr. 6. Offenbach am Main, 1959. 173—176. old.

Szellőztetett termisztoros pszichrométer

Összefoglalás. A tanulmány a kecskeméti Agrometeorológiai Observatóriumban a szerzők által szerkesztett termisztoros pszichrométról számol be. Az Assmann-rendszerű szellőztetett termisztoros pszichrométer első példányaival végzett összehasonlító mérések sorozata a műszer megbízhatóságát tanúsítja; a távleolvasás lehetősége, a műszer aránylag kis mérete és nagy érzékenysége folytán pedig használata a különböző agro- és mikrometeorológiai mérések során a higanys hőmérőjű Assmann-pszichrométerekénél alkalmasabbnak bizonyult.

*

Aspirationspsychrometer mit Thermistor. Es wird das von den Verfassern im Agrometeorologischen Observatorium in Kecskemét konstruiertes Aspirationspsychrometer mit Thermistoren beschrieben. Durch eine Vergleichsmessungsserie, die zwischen den ersten Exemplaren des nach dem Assmann'schen Prinzip ventilierten Thermistor-Psychrometers durchgeführt wurde, ergab sich eine Zuverlässigkeit des Instrumentes; die Möglichkeit einer Fernablesung, die verhältnismässig kleinen Ausmassen des Instrumentes und die grosse Empfindlichkeit sind Vorzüge gegenüber der Verwendung eines Assmann-Instrumentes mit Quecksilberthermometern.

*

Az agro- és mikrometeorológiai vizsgálatoknál egyre szélesebb körben alkalmazott elektromos hőmérőket — nálunk főleg a termisztoros hőmérőket — mind ez ideig csak hőmérsékletmérésre tudtuk felhasználni. Vizsgálatainknál azonban szükséges, hogy a termisztoros hőmérsékletmérés mellett ugyancsak termisztorok alkalmazásával a légnedvességet is megbízhatóan meghatározzuk. Ezen szükség-szerűségből, valamint azon tényből kiindulva, hogy a termisztorok kiválóan alkalmasak — száraz-nedves hőmérőpár mintájára — légnedvesség mérésére, a kecskeméti Agrometeorológiai Observatórium laboratóriumában Assmann-rendszerű szellőztetett termisztoros pszichrométert készítettünk.

A pszichrométer adatai és leírása

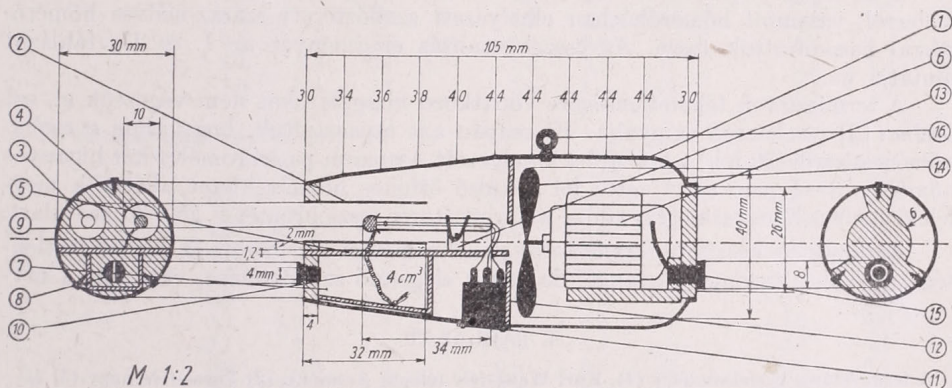
Az egész műszert a hőmérőkkel, víztartállyal és a szellőztető berendezéssel együtt 105 mm hosszú, 1,5 mm falvastagságú, két részből összezsavarozott nikkelezett áramvonalas fémcsőbe helyeztük el (1. ábra, 1). A fémcső legnagyobb átmérője 44 mm, legkisebb átmérője (elején és végén) 30 mm. A fémcső két végét egy-egy 4 mm vastagságú átlátszó műanyaglemezzel zártuk el. A fémhenger elülső végét elzáró lemezhez csatlakozik 2 db, egyenként 10 mm átmérőjű és 32 mm hosszú sugárvédő cső (2). Ezeknek hossz tengelyében helyezkedik el a száraz (3) és a nedves (4) hőmérő (2TH—4 típusú termisztor). A termisztorok hossza 34 mm, átmérője 4 mm. Ugyancsak az elülső lemezhez csatlakozik még egy műanyag lap (5). Ezen az 54 mm hosszú lapon helyezkedik el két tartónyereg (6), amelyekre vékony gumigyűrű segítségével rögzítettük a termisztorokat. A lap alatt foglal helyet a víztartály (7) (4 ml űrtartalmú), amely elől gumitömítésű csavarral (8) van el látva. A csavar eltávolítása után a tartály vízzel feltölthető. A „nedves” termisztor-hőmérőt muszlinnal vontuk be (9), ezt szívófonat (10) köti össze a víztartállyal, ami folyamatosan biztosítja a muszlinburkolat egyenletes nedvesítését. A víztartály mögött helyezkedik el egy hármás dugaszaljat (11), amelyhez a száraz és nedves termisztor kivezetés és a közös kivezetés csatlakozik.

A hőmérőket és a víztartályt magába foglaló részt 1 mm vastagságú műanyag-lemezzel zártuk le, amelynek közepén 10 mm átmérőjű kör alakú nyílás van (12). Az elülső zárólemez (a sugárvédő csövekkel, termisztorokkal, víztartállyal együtt)

három csavar eltávolítása után — muszlincsere, termisztorkalibrálás, vagy termisztorcsere esetén — a fémcsőből könnyen kihúzható.

A fémcső másik, az előző részről lecsavarozható 50 mm hosszú részében helyezkedik el a szellőztető berendezés: 4,5 Voltos zseblámpaelemmel működő villanymotor (13) és a motor tengelyére szerelt kétágú ventilátor (14). A ventilátor hossza 40 mm. A motort kis műanyagpadkára rögzítettük, amelyet a hátsó lezáró lemezhez erősítettünk. A hátsó lezáró lemezben foglal helyet a motorkivezetés dugaszaljzata (15). A szellőztető berendezés ugyancsak három csavar eltávolítása után a fémcsőből könnyen kivethető.

A ventilátort azért választottuk ilyen formájúra (csavart nyolcas), mert ez biztosítja a 2—3 m/sec szélsősebességet, továbbá ennek elkészítési módja a legegyszerűbb.



1. ábra

rább. A csöveken beszívott levegő a ventilátor előtt levő 10 mm átmérőjű nyíláson át a motor mögötti furatokon távozik.

Haenni-féle differenciál huzatmérő szívónyílásán áramoltattuk a műszerbe a levegőt s azt minden alkalommal 2—3 m/sec-nak találtuk. Ugyancsak a Haenni-féle differenciál huzatmérővel győződünk meg arról, hogy a ventilátor — adott forgási irány mellett — a levegőt *csak* szívja. A műszerben mikroturbulenciát nem tapasztaltunk. Ezt olyan módon is megállapítottuk, hogy a műszeren füstöt áramoltattunk keresztül. A műszer elején beszívott füst a műszer hátsó oldalán, a furatokon távozott. Egyébként sem képzelhető el, hogy a 32 mm hosszúságú és 10 mm átmérőjű csőben ilyen szivóhatás esetében pangó levegő maradjon a termisztorok mellett.

Az előre kiszámított pszichrométer-táblázatok irodalmi adatok [1] alapján 2—3 m/sec légmozgást föltételeznek. Mi szándékosan e tartomány alsó határa körüli értéket választottunk, hogy a pszichrométer-táblázatot még tudjuk használni, de ugyanakkor a mikrometeorológiai méréseknél nemkívánatos mesterséges légáramlást a lehető legkisebbre csökkentjük. Itt kívánjuk megjegyezni, hogy ötféle gyártmányú Assmann-féle pszichrométert vizsgáltunk meg Haenni-féle differenciál huzatmérővel és azok szellőztetését 2,3—4,3 m/sec között találtuk.

A pszichrométert kb-i súlypontjában szemescsavarral láttuk el (16), amelynek fogva a műszer bárhová könnyen felfüggeszthető.

A pszichrométerrel történő mérésnél a Wheatstone-hidas „nullázó módszer” alkalmazzuk, vagyis ellenállásértékeket olvasunk le. Ebből a termisztorok kalibráló

görbéinek segítségével kapjuk meg a hőmérsékletértékeket. A mérési módszer részletes leírása *Czelnai* [2] cikkében található.

A száraz és nedves hőmérő két termisztorát úgy választottuk ki, hogy azok hitelesítő görbéi közel azonosak legyenek. Így a két termisztor ellenállásának leolvásása sokkal könnyebb, és a mérési idő a minimálisra csökkenthető (5—10 sec). A termisztorokat igen hosszú vezetékhez csatlakoztathatjuk (2), vagy, ha a termisztorok hitelesítését vezetékkel együtt végezzük, akkor a műszert gyakorlatilag korlátlan távolságra helyezhetjük az észlelési helytől, s így tetszőleges távolságból végezhető a hőmérséklet- és légnedvességmérés.

A pszichrométer pontossága és tehetetlensége

A termisztoros pszichrométert három különböző gyártmányú Assmann-pszichrométerrel, valamint hőmérőházban elhelyezett szellőztetett száraz-nedves hőmérőpárral hasonlítottuk össze. Az összehasonlítás eredményét az I. és II. táblázat mutatja be.

A termisztorok tehetetlenségére vonatkozó vizsgálatokat nem végeztük el, ezt *Czelnai* [2] részletesen tárgyalja. Mi csupán azt tapasztaltuk, hogy amíg a szoba-hőmérsékletéről (20 fok) a szabadba kihelyezett Assmann-pszichrométer két higanyos hőmérője 3—4 perc alatt vette fel a külső ötfokos hőmérsékletet, illetve a megfelelő nedves-hőmérsékletet, addig a termisztoros pszichrométer 25—30 sec alatt.

Az általunk készített termisztoros pszichrométert kis mérete és kis tehetetlensége, továbbá viszonylag gyenge, de mégis elegendő szellőztetése, valamint a táv-

I. TÁBLÁZAT

A termisztoros pszichrométer (1), Karl Weiss-féle telepes Assmann (2) Fuess-féle nagy (3) és Fuess-féle kis Assmannokkal (4) történt összehasonlításai

Sz = száraz hőmérő adata, *N* = nedves hőmérő adata, % = légnedvesség %.

	1.			2.			3.			4.		
	<i>Sz</i>	<i>N</i>	%	<i>Sz</i>	<i>N</i>	%	<i>Sz</i>	<i>N</i>	%	<i>Sz</i>	<i>N</i>	%
1.	22,4	14,8	44	22,0	14,4	43	22,1	14,5	43	22,3	14,6	43
2.	21,7	14,5	45	21,5	14,2	44	21,6	14,8	48	21,7	14,4	45
3.	15,8	10,4	50	15,6	10,4	52	15,7	10,2	49	15,9	10,4	50
4.	4,2	3,1	84	4,0	3,1	87	4,1	3,1	85	4,1	3,0	84
5.	5,5	4,0	79	5,4	4,0	80	5,6	4,0	78	5,5	4,0	79
6.	5,1	3,7	80	5,0	3,7	81	5,2	3,7	79	5,2	3,7	79
7.	11,9	6,6	45	11,4	6,0	43	11,8	6,3	42	11,7	6,1	41
8.	14,4	8,1	40	14,0	8,4	46	14,1	7,7	39	14,1	8,1	42
9.	14,6	8,4	41	14,3	8,0	40	14,2	8,2	42	14,4	8,2	41
10.	14,4	8,2	41	14,1	8,0	41	14,2	8,1	42	14,2	8,1	42

Az I. táblázat különbségi adatai :

	1—2.			1—3.			1—4.		
	<i>Sz</i>	<i>N</i>	%	<i>Sz</i>	<i>N</i>	%	<i>Sz</i>	<i>N</i>	%
1.	+0,4	+0,4	+1	+0,3	+0,3	+1	+0,1	+0,2	+1
2.	+0,2	+0,3	+1	+0,1	-0,3	-3	0,0	+0,1	0
3.	+0,2	0,0	-2	+0,1	+0,2	+1	-0,1	0,0	0
4.	+0,2	0,0	-3	+0,1	0,0	-1	+0,1	+0,1	0
5.	+0,1	0,0	-1	-0,1	0,0	+1	0,0	0,0	0
6.	+0,1	0,0	-1	-0,1	0,0	+1	-0,1	0,0	+1
7.	+0,5	+0,6	+2	+0,1	+0,3	+3	+0,2	+0,5	+4
8.	+0,4	-0,3	-6	+0,3	+0,4	+1	+0,3	0,0	-2
9.	+0,3	+0,4	+1	+0,4	+0,2	-1	+0,2	+0,2	0
10.	+0,3	+0,2	0	+0,2	+0,1	-1	+0,2	+0,1	-1

II. TÁBLÁZAT

2 termisztoros pszichrométer és a hőmérőházban elhelyezett szellőztetett száraz-nedves hőmérő-pár összehasonlítása

I = kísérleti termisztoros pszichrométer, *2* = 01 számú termisztoros pszichrométer, *3* = hőmérőházban elhelyezett szellőztetett száraz-nedves hőmérőpár. Sz = száraz hőmérő adata, N = nedves hőmérő adata, % = légnedvesség %.

	1.			2.			3.		
	Sz	N	%	Sz	N	%	Sz	N	%
1.	3,8	2,9	86	3,8	2,8	85	3,8	2,8	85
2.	4,2	3,1	84	4,1	3,0	84	4,2	3,1	84
3.	4,6	3,4	83	4,6	3,3	81	4,6	3,4	83
4.	4,7	3,5	83	4,6	3,4	83	4,7	3,4	81
5.	4,9	3,6	81	4,7	3,6	84	4,8	3,5	81
6.	5,1	3,7	80	5,5	3,6	74	5,2	3,7	79
7.	5,8	4,3	79	5,8	4,1	77	5,8	4,3	79
8.	6,7	5,0	77	6,5	4,9	78	6,7	4,9	76
9.	7,1	5,4	78	7,0	5,2	76	7,2	5,2	74
10.	7,5	5,4	73	7,4	5,4	74	7,5	5,3	72

A II. táblázat különbségi adatai:

	1-3.			2-3.			1-2.		
	Sz	N	%	Sz	N	%	Sz	N	%
1.	0,0	+0,1	+1	0,0	0,0	0	0,0	+0,1	+1
2.	0,0	0,0	0	-0,1	-0,1	0	+0,1	+0,1	0
3.	0,0	0,0	0	0,0	-0,1	-2	0,0	+0,1	+2
4.	0,0	+0,1	+2	-0,1	0,0	+2	+0,1	+0,1	0
5.	+0,1	+0,1	0	-0,1	+0,1	+3	+0,2	0,0	-3
6.	-0,1	0,0	+1	+0,3	-0,1	-5	-0,4	+0,1	+6
7.	0,0	0,0	0	0,0	-0,2	-2	0,0	+0,2	+2
8.	0,0	+0,1	+1	-0,2	0,0	+2	+0,2	+0,1	-1
9.	-0,1	+0,2	+4	-0,2	0,0	+2	+0,1	+0,2	+2
10.	0,0	+0,1	+1	-0,1	+0,1	+2	+0,1	0,0	-1

leolvasás lehetősége sokkal alkalmasabbá teszi a különböző agro- és mikrometeorológiai vizsgálatok számára, mint a higanyos hőmérőpárral ellátott Assmann-féle pszichrométert. Termisztoros pszichrométerrel megbízható módon megoldható a talajmenti és talajközeli légrétegek, valamint a talajfelszín fölött (2 m fölött) nagyobb magasságokban a hőmérséklet és légnedvesség mérése, állományklíma mérések stb. [3].

További lényeges előnye még a termisztoros pszichrométernek, hogy nagyfokú érzékenysége következtében a léghőmérséklet és légnedvesség mikroingadozásait is könnyen követhetjük.

IRODALOM

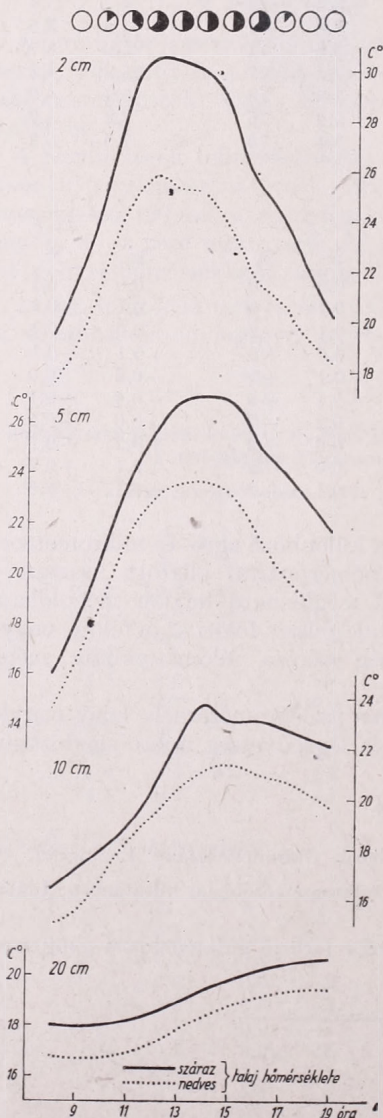
- [1] *Kedrovicszkij, V. N.*: Meteorologiceszkie priborü. Gidrometeoizdat. Leningrad, 1953.
- [2] *Czelnai R.*: Hőmérőtermisztorok alkalmazása a mikrometeorológiai kutatásban. Időjárás, 61. évf. 5. szám, 1957.
- [3] *Joffe, A. F.*: A földműveléstani fizika tárgykörébe tartozó kutatómunkák gyűjteménye. Moszkva-Leningrad, 1952.

A száraz és nedves talaj hőmérséklete

Ismeretes, hogy a talaj nedvességtartalma elsősorban a víz nagyobb fajhője, valamint párolgása révén hat a talaj hőmérsékletére. A víz fajhője kereken ötször akkora, mint a talaj ásványi alkotórészeié. Minél több a talajban a víz,

annál kisebb mértékben és lassabban melegszik fel és hűl le a talaj. A nedves talaj felmelegedését nagymértékben akadályozza az a körülmény is, hogy hőbevitelének jelentős részét víztartalmának elpárolgottatására fordítja.

Az alábbiakban száraz és öntözött talaj hőmérsékletének 1958. szeptember 16-án végzett összehasonlító mérését ismertetjük. Előző nap a martonvásári Mezőgazdasági Kutató Intézet biológiai kertjében 4 négyzetméter (2×2 m) nagyságú tárcsázott, majd fogasolt és hengerezett parcellát 80 l, vagyis 20 mm esapadéknak megfelelő vízzel megöntöztünk. Parcellánk talaja középkötött mezőségi vályog. Másnap reggel 8 órakor az öntözött parcellán 2, 5, 10 és 20 cm mélységben 3—3 db termisztort (2 TH 10) helyeztünk el. Az öntözött parcellától 5 méter távolságra (az átszivárgás elkerülése végett) az öntözöttel azonos művelésű és azonos talajú parcellán szintén 12 termisztort helyeztünk el. A talaj hőmérsékletét 8—19 óráig óránként mértük. A termisztorok leolvasásával egyidejűleg feljegyeztük a felhőzet mennyiségét is. A 24 termisztor leolvasása 5—6 percig tartott. A termisztorok elhelyezésének megfelelő minden mélységből 6 ismétlésben talajmintát vettünk és szárítószekrényes módszerrel meghatároztuk a talaj nedvességtartalmát. A száraz (öntözetlen) talaj nedvességtartalma a 6 minta átlagában 2 cm mélységben 3,8, 5 cm-ben 8,5, 10 cm-ben 11,9, 20 cm-ben 13,7 száraz talaj súlyszázalék volt. Az öntözött parcella nedvességtartalma pedig 2 cm-ben 24,2, 5 cm-ben 23,7, 10 cm-ben 23,7, és 20 cm-ben 17,0 száraz talaj súlyszázalék.



Száraz és nedves talaj hőmérséklete.

Hőmérsékleti vizsgálataink eredményét ábránk mutatja be. A függőleges tengelyen a hőmérsékletet, a vízszintesen pedig az időt ábrázoltuk. Az ábra alján a felhőzetet is feltüntettük az égbolt tizedeiben. Mérésünk napján több-

nyire félborult idő volt. A 2 cm mélységben az öntözetlen és öntözött parcellák között az eltérés a déli órákban 4,6—4,8 C fokot tett ki, 5 cm-ben ugyancsak a déli órákban 3,5—3,8 C fok volt, 10 cm-ben az előbbinél valamivel kisebb, 2,0—2,3 C fok, 20 cm-ben pedig az egész

nap folyamán 1 fok körüli különbség mutatkozott. Hőmérsékleti adatainkat a kis elem számú mintákra alkalmazott *t* próbával vizsgáltuk meg. Mind a négy mélységben 99,9%-os szinten szignifikáns különbséget találtunk, az öntözött és öntözetlen parcella között.

Tünczer Tibor :

A számszerű előrejelzések kiértékeléséről

A nyomásmező számszerű prognózisainak bevalását meghatározó módszerek egyike abban áll, hogy képezzük a rácspontokban az előrejelzett geopotenciál-értékeknek a ténylegestől vett eltérését, és a 4 dkm-rel egyenlő vagy ennél kisebb különbséget mutató pontok számát kifejezzük valamennyi rácspont százaléklában.

Ezzel kapcsolatban felmerülhet a kérdés, vajon ezek a számok valóban megfelelnek-e feladatuknak, jellemzik-e önmagukban a prognózis sikérségét? Rövidesen látni fogjuk, hogy ezt egyáltalán nem mondhatjuk el. Ez a százalékszám ugyanis független a szinoptikus helyzettől, amelynek viszont „egyszerűbb” vagy „bonyolultabb” volta döntően rányomja bélyegét a bevalásra. Gyakran előfordul, hogy a geopotenciálmező egyik napról a másikra csak kevésé változik meg. Ilyenkor nyilvánvaló, hogy ha magát az előző napi térképet hagynánk meg előrejelzésnek, akkor is jó eredményt, azaz magas bevalási százalékot kapnánk. Ebben az esetben az advekción módszerek sokszor hibásabb előrejelzést adnak, mivel kisebb-nagyobb változáshoz vezetnek. Mégis a bevalási százalékok aránylag magas lehet.

Lássunk egy példát: a prognózis bevalása legyen 75%, ha pedig az előző napi térképet használjuk előrejelzésnek, ennek „bevalása” legyen 90%. Innen világosan kitűnik, hogy a prognózist a 75%-os bevalás ellenére sem tekinthet-

jük eredményesnek, mert az előrejelzés elkészítése lényegében hiábavaló volt, hiszen az előző napi térkép jobban megfelelt volna erre a célra.

Ugyanez fennáll fordítva is. Lehetőséges, hogy a geopotenciálmező az előző naphoz képest lényeges változást mutat. Legyen például az előző napi helyzet meghagyásával kapott prognózis bevalása 40%. Most azonban már a 65%-os tényleges előrejelzés is tisztes eredménynek számít.

Tehát reálisan csak akkor tudjuk értékelni a prognózisokat, ha ezeket a pusztán bevalási százalékokat valahogyan a szinoptikus kép megváltozásának tükrében vizsgáljuk meg.

Erre alkalmasnak látszik az a másik százalékszám, amelyet az előbbiekben összehasonlításként használtunk fel, vagyis az előző napi geopotenciálmezők prognózistérképként való kezelésével kapott bevalási érték. Ezt a százalékszámot, mivel lényegében az előző napi helyzet maradandóságát fejezi ki, a továbbiakban *megmaradási hajlamlak* vagy röviden *megmaradásnak* fogjuk nevezni.

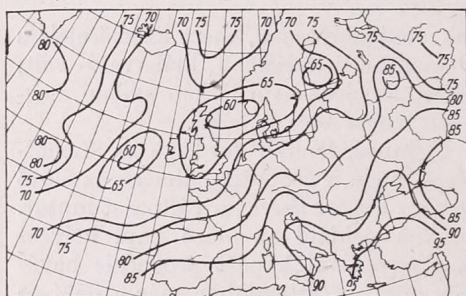
Most vizsgáljuk meg ebből a szempontból a *Bulejev* módszerrel készített előrejelzéseket [1]. Nézzük először a *B*, majd a meridionalitás hatására is tekintettel levő B^+ átviteli vonalak menti geopotenciálmező áthelyezéssel nyert előrejelzések százalékos bevalását, összevetve a megmaradással az 50 napos vizsgálati időszak folyamán.

A statisztika azt mutatja, hogy az esetek felében (50-ből 26 eset) az előrejelzések 5-nél magasabb százalékkéntekkel múltak felül a megmaradási hajlamot, 8 előrejelzésnél pedig a 10%-ot is túlszárnyalja az eltérés. A megmaradás csak 10 alkalommal adott jobb beválást, mint a prognózis, ebből azonban mindössze háromszor volt a különbség 10%-nál nagyobb. Az esetek 74%-ában „érdemes” volt elvégezni az előrejelzést, mivel ekkor prognózisunk mindig jobb volt, mint ha az eredeti térképet használtuk volna fel előrejelzési célra. Az átlagos különb-

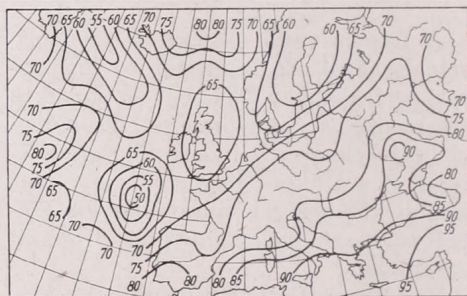
volt jobb a megmaradásnál, és az átlagos eltérés csak 2% volt (74,4—72,4%).

Figyelemre méltó, hogy azon 10 eset közül, amikor a B mező mentén való áthelyezéssel nyert prognózis rosszabb eredményt adott a megmaradásnál, 8 alkalommal a meridionalitást is számításba vevő módszerrel készített előrejelzés jobb beválást mutatott. Kiderült, hogy ilyenkor a délkörmenti áramlások területein fellépő kisebb hibák miatt lett jobb az előrejelzés.

Érdekes a prognózisok beválásának és a megmaradásnak a területi eloszlása is.



1. ábra. Az előrejelzések százalékos beválásának területi eloszlása 1958. április 30—június 27. között



2. ábra. A megmaradási hajlam területi eloszlása százalékokban 1958. április 30—június 27. között

ség 4,2%-nak bizonyult (76,6—72,4%). Ez azt igazolja, hogy a módszer az elhanyagolások és az egyszerűsítések ellenére is az esetek többségében elfogadható eredményt ad.

A meridionalitás hatása csupán az esetek bizonyos hányadában jut kifejezésre, akkor is csak a délkörmenti áramlások területén. Ilyen szempontból azonban a szétválasztás meglehetősen nehéz, mivel ritka eset, hogy a teljes prognosztartomány meander-áramlás területére essék, és a tapasztalat szerint a zonális áramlású vidékeken a meridionalitás effektusának figyelembevétele egyenesen rontja az előrejelzéseket. Éppen ezért különválasztást nem tettünk és az előrejelzést mind az 50 napra ilyen módon is elkészítettük. A fenti számértékeknél itt nyilván rosszabb eredményre jutottunk. A prognózis csak a napok 64%-ában

Ezt az 50 eset rácspontra képzett átlagai alapján térképeztük fel.

Az előrejelzések beválását feltüntetett térképről (1. ábra) látjuk, hogy a legrosszabb beválású területek a Brit-szigetek és a tőle nyugatra, a 30° nyugati hosszúságig eső óceáni rész, Izland térsége, az Északi-tenger és Skandinávia. Ezekben a vidékeken a beválás 70% alatt marad, a két minimum pontban (Írországtól nyugatra és Oslo környékén) pedig 58%. A 80%-os izovonal kb. a Vojejkov-féle nagytengely mentén fut. Ettől a vonaltól délkeletre a beválási százalék tovább emelkedik és Olaszország, valamint a Balkán-félsziget déli részén és Törökországban a 90%-ot is túllépi.

Viszonylag jobbák a prognózisok a Grönlandtól délre fekvő területeken és a Norvég-tenger vidékén (70—80%).

A megmaradási hajlamot ábrázoló térképet a 2. ábra mutatja be. Az általános kép nagyjából hasonlít az előző térképre. Legnagyobb a változékonyság a Brit-szigeteken, az Izlandtól SW-re és Spanyolországtól NW-re eső óceáni területeken és a Botteni-öböl térségében. Itt is megvan az Izland és Norvégia közötti relatív magas érték. A 70%-os izovonal Nyugat-Európában közelítőleg a partvidékhez simul. Délkelet-Európában a megmaradás szintén túllépi a 90%-ot. Ez az eloszlás némileg magyarázatot ad a prognózis-beválások területi képére is. Az óceáni területeken levő nagy változékonyság bizonyos mértékig dinamikus eredetű lehet, amelyet a barotrop modell nem tud figyelembe venni. Ezen a vidéken húzódtak keresztül az 50 napos időszak alatt a ciklonok útvonalai. A szárazföldi területek jórészt anticiklonok uralma alatt állottak, vagy a ciklonok peremvidéke terjeszkedett ki rájuk.

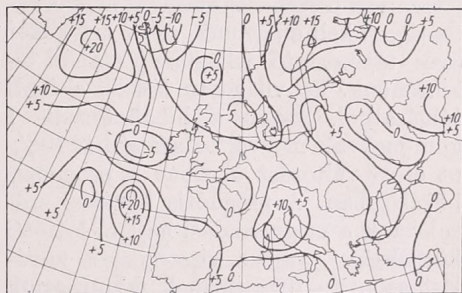
Ami a két térkép különbségét, vagyis a *viszonylagos beválást* illéti (3. ábra), megállapíthatjuk, hogy nagy a pozitív eltérés Grönlandtól délkeletre, a Botteni-öböl tájéknál, Spanyolországtól északnyugatra és Észak-Olaszország fölött. Összefüggő negatív eltérést csak Izland, Skócia és Dánia vidékén, a Don és Dnyeper közötti szűk sávban, továbbá Szardínia és Szicília térségében találunk. Ezeket a területeket kivéve előrejelzéseinket sikeresnek mondhatjuk.

A prognózisokat külön tanulmányozás alá vettük azokban az időszakokban, amikor a 700 mb-os előrejelzésekhez hasonló módon a 850 és az 500 mb-os szint változását is prognosztizáltuk. A jellemző átlagértékeket $3 \times 6 = 18$ nap adataiból készítettük kel és az 1. táblázatban szemléltetjük.

Az első oszlop a 700 mb-os mezőből számított *B* vonalak menti izohipsza-áthelyezéssel elvégzett prognózisok bevalási százaléka. A második ugyanez az érték, ha az áthelyezést a B^+ mező mentén hajtjuk végre, vagyis ha figyelembe vesszük a meridionalitás hatását is.

A harmadik a megmaradási hajlam, a negyedik a bevalási százaléknak és a megmaradási hajlamnak a különbsége, végül az ötödik oszlop ennek a 700 mb-ra vonatkozó értéktől való eltérését reprezentálja. Mivel PR^+ -nek a bevalása 700 mb-on kicsi volt, nem tartottuk célszerűnek, hogy a másik két szintre is kiszámítsuk a prognózist a B^+ mező segítségével.

A százalékszámok megállapításánál ± 4 dkm-es tűrést engedtünk meg, de megnéztük, hogy ± 3 (850 mb-on), illetve ± 6 dkm-es (500 mb-on) tűréssel



3. ábra. A viszonylagos beválás területi eloszlása a vizsgálati időszak alatt

milyen eredményt kapunk. Ezeket az értékeket a zárójeles sorok mutatják. A tűrés intervallum növelése azért célszerű, mert a nyomásleeső (1 mb-os nyomásváltozásnak megfelelő magasság) a levegő sűrűségének a magassággal való exponenciális csökkenése következtében felfelé növekszik. Míg 0 C° esetén a talajon 8 m-t kell emelkednünk, hogy a légnyomás 1 mb-ral csökkenjék, addig 850 mb-on 8 gpm-t, 700 mb-on 11 gpm-t és 500 mb-on már 16 gpm-t. Ebből kö-

I. TÁBLÁZAT

mb	PR	PR ⁺	MH	PR ⁻ MH	d_{700}
850	79,1	—	75,5	3,6	+0,6
850	(68,6)	—	(65,1)	(3,5)	(+0,5)
700	76,4	74,3	73,4	3,0	—
500	64,7	—	60,4	4,3	+1,3
500	(79,7)	—	(74,6)	(5,1)	(+2,1)

vetkeznek, hogy ha reális kiértékelést akarunk végrehajtani, akkor a hőmérsékleti korrekciót is figyelembe véve 850 mb-on $9,5/11 \times 4 = 3,45$ gpm, 500 mb-on pedig $15/11 \times 4 = 5,45$ gpm hibahatárt kell választanunk. Sajnos ezek az értékek nem egész számok, így a választott hibahatárok sem fognak teljesen megfelelni feladatuknak.

Tájékozódásul elvégeztük a számításokat ± 4 dkm-es tűréssel, de a nyert értékek mutatják, hogy így mennyire irreális eredményre jutunk. Éppen ezért a különböző szintekről vonatkozó százalékszámok összehasonlításánál nagy óvatossággal kell eljárunk, és az értékeket csak tájékoztató jellegűnek szabad tekintenünk. Ez világosan látszik a fenti táblázatból, hiszen a hibahatárnak 1 gpm-mel való megváltoztatása már 10%-ot elérő változást okozhat a prognózis bevalásában. A prognózis bevalási százaléka és a megmaradási hajlam közötti különbséget, azaz a viszonylagos bevalást azonban függetlennek tekinthetjük a hibahatár megválasztásától. Így ezt a számot használhatjuk a különböző szintű előrejelzések sikerességének összehasonlítására.

Elvégezve ezt az összevetést, szembe-tűnő, hogy mind a 850, mind az 500 mb-

os előrejelzések viszonylagos bevalása jobb, mint a 700 mb-os szinté. Ennek okát megadni nagyon nehéz, s a kielégítő magyarázathoz messzemenő vizsgálatokra lenne szükség. Mindenesetre meglepő, hogy a 700 mb-os mezőből számított B vonalak segítségével a 850 és az 500 mb-os szint előrejelzésére jobb eredményt kapunk, mint magára a 700 mb-os szintre.

Összefoglalásul elmondhatjuk, hogy a prognózisok bevalási százaléka és a megmaradás közötti különbség az előrejelzések sikerességének a mértéke lehet. A megmaradást jellemző szám kiegészíti a bevalási százalékot, és egyben jellemzi a prognózis feladat nehézségét. Az önkényesen választott hibakorlátok miatt a különböző szintekre vonatkozó értékek összehasonlításánál nagy óvatossággal kell eljárunk, csak minőségi összevetés engedhető meg.

A vázolt szempontok azt bizonyítják, hogy az ilyen vizsgálat célszerű, és a követett eljárás a prognózisok bevalási fokának jellemzésére használható.

IRODALOM

[1] *Ambrózy P.—Götz G.—Tánczer T.:* Abszolút topográfiai numerikus előrejelzése Bulejev barotrop módszerének segítségével. (Orosz nyelven.) *Időjárás* 63. 2. 1959. 74.

Mészáros Ernő:

Új elmélet a zivatarfelhők elektromos jelenségeinek magyarázatára

A felhőfizika egyik legérdekesebb feladata a zivatarfelhők elektromos jelenségeinek megmagyarázása. Különösen nehéz és ma sem megoldott probléma az elektromosság kialakulásának folyamata a zivatarfelhőkben. A kérdésre igen sok kutató megpróbált már feleletet adni, azonban pillanatnyilag még nem rendelkezünk általános és pontosan bizonyítható elmélettel. Legtöbb híve talán a Workman—Reynolds-féle elméletnek van [1], mely azon a tényen alapszik, hogy az oldatok fagyásakor a szilárd és

a folyékony fázis között 10 V nagyságrendű feszültségkülönbség keletkezik (a létrejövő jég pozitív töltésű). Ez a jelenség a felhőben akkor megy végbe, amikor egyes túlhűlt cseppek kifagnak.

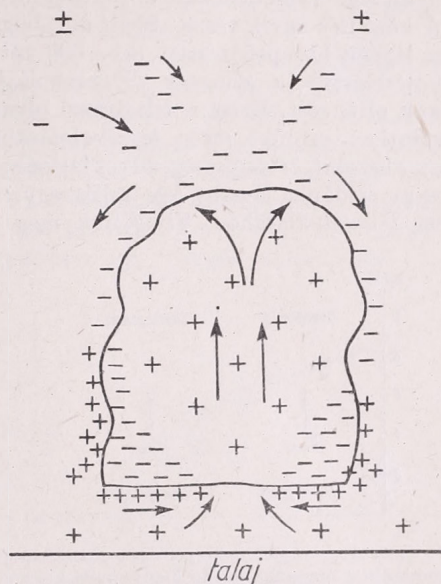
Grenet, az algiri Geofizikai Intézet igazgatója, az elmúlt évek kutatásai alapján (főleg az amerikai Vonnegut méréseiből kiindulva) új elméletet állított fel [2], melyet a zivatarfelhők elektrosztatikus elméletének nevez. Grenet bár nem tagadja a Workman—Reynolds-féle folyamat közrejátszását, igen egy-

szerű sztatikus módon magyarázza meg a zivatarfelhők elektromosságának a kialakulását. Elméletének lényege röviden a következő.

A függőlegesen feláramló levegő pozitív tértöltéssel rendelkezik. A pozitív töltések néhány másodperc alatt a felhőcseppecskékre jutnak, azaz a felhő belsőjében pozitív töltésű cseppek keletkeznek (1 km² nagyságú horizontális felületen így kb. 1 coulomb nagyságrendű elektromos töltés áramlik a felhőbe óránként). A felhő vezetőképessége (mivel a viszonylag nagy felhőelemekre tapadt ionok már nem elég mozgékonyak) kicsi, így a kapott töltés csak nehezen távozhat kifelé. A felhő ilyenkor úgy viselkedik, mint egy pozitív elektromossággal töltött gömb, így a környező levegőből negatív töltések áramlanak feléje. A zivatarfelhő kezdeti stádiumában tehát pozitív belső és negatív felületi töltéssel rendelkezik. Ma már elismert tény, hogy a Cb-okban különösen a külső részekben erős leszálló mozgások is vannak, melyek a negatív töltéseket a felhő alsó részeibe sodorják, míg a belső pozitív töltéseket a feláramlások a felhő felsőbb részeibe emelik (lásd ábra). Ily módon olyan helyzet alakul ki, melyet a mérések is bizonyítanak, hogy a zivatarfelhő alsó részeiben főleg negatív, felső részeiben főleg pozitív töltések találhatók. Ha a vázolt folyamat megfelelően felgyorsul, akkor a szétválasztódott töltések között a kisülés is megindulhat.

Az elmélet nem mentes hiányosságoktól. Különösen nehéz vele megmagya-

rázni a gyorsan ismétlődő villámokat. Véleményünk szerint nem valószínű, hogy ilyen intenzív természeti jelenségnél csupán elektrosztatikus folyamatok lépnek fel. Mindamellett leszögezhetjük,



Előjel szerinti töltés-szétválasztódás zivatarfelhőkben

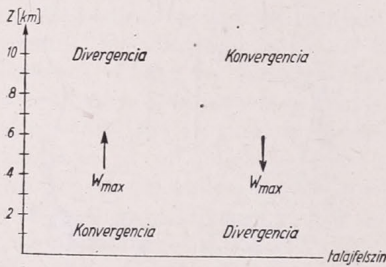
hogy a zivatarfelhők elektrosztatikus elmélete egyszerűségénél és alkalmazhatóságánál fogva figyelemreméltó.

IRODALOM

- [1] *Bricard, J.*: Physique des nuages. Chapitre XII. Presses Universitaires de France. 1953. — [2] *Grenet, G.*: Le nuage d'orage: machine électrostatique. La Météorologie, No 53, p. 45. 1959.

A divergenciamentes szintről

A meteorológiai elemek mennyiségi előrejelzéséhez a tényleges légkör viszonyait légköri modellekkel közelítjük meg. A közelítés egyik része abban áll, hogy a légkör középső részén (kb. 600 mb) feltételezzük a sebesség divergenciájának eltűnését. Ezzel a feltevéssel olyan szinthez jutunk, mely legalkalmasabb az abszolút örvényesség advektálásához vagy például a Rossby-féle hullámegyenlet felhasználásához. Vizsgáljuk meg a



1. ábra. A divergencia függőleges eloszlásának modellje a magasba nyúló légnomási képződményekben

következőkben a divergenciamentesség feltételének teljesülését.

A divergenciamentes szint koncepcióját először *J. Bjerknes* [1] és *J. Holmboe* [2] 1944-ben alkották meg, bár ők is tudatában voltak annak, hogy a szóbanforgó szint helyzete a térben még ugyanazon időjárási helyzeten belül sem állandó. *J. Charney* [3] ezért a divergenciamentes felület elnevezést találta megfelelőbbnek. Újabbán a divergenciamentes szint vagy felület több mennyiségi előrejelző módszer alapja. Bár a szerzők különböző módszerekkel dolgoznak, abban megegyeznek, hogy a divergenciamentesség feltétele kb. a 600 mb-os szint körül teljesül legjobban.

A levegő folytonos és kvázi-inkompresszibilis tulajdonságának következtében a magasba nyúló légnomási képződményekben az alsó szintek divergenciájához a felső szintekben konvergencia tartozik, és fordítva. Az ellentétes ver-

genciák szintjei között olyan rétegnek kell feküdni, ahol a divergencia zérus [4] (1. ábra). A függélyes sebesség ebben a zérus divergenciájú rétegben éri el maximumát. Ezzel szemben a maximális divergenciák a sűrűlási rétegben és a tropopauzához közel alakulnak ki.

A légkörben a zérus divergenciájú réteg létezését és helyzetét a nyomás lokális változásán keresztül is megközelíthetjük. Egy izobárfelületnek a hőmérsékletváltozás által előidézett lokális magasságváltozására a következő összefüggés vezethető le [5]:

$$\frac{\partial H_p}{\partial t} = \frac{1}{p_0} \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^{\circ} \frac{\partial T}{\partial t} dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial T}{\partial t} \frac{dp}{p} - \frac{1}{p_0} \int_{p_0}^{\circ} \frac{\partial H}{\partial t} dp, \quad (1)$$

ahol $p = p_0$ és $p = 0$ a légnomás a talajon és a légkör határán, R a gázállandó és T a hőmérséklet, H az izobárfelület magassága. Középertéket véve

$$\frac{1}{p_0} \int_{p_0}^{\circ} \frac{\partial H}{\partial t} dp = -\frac{\partial \bar{H}}{\partial t}, \quad \text{ahol} \quad \frac{\partial \bar{H}}{\partial t}$$

az izobárfelület magasságának közepes megváltozása az egész légkörben. A behelyettesítést elvégezve:

$$\frac{\partial H_p}{\partial t} = \frac{1}{p_0} \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^{\circ} \frac{\partial T}{\partial t} dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial T}{\partial t} \frac{dp}{p} + \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \quad (2)$$

A divergenciamentes réteg matematikai definícióját a (2) alapján adhatjuk meg. Azt a réteget, melyre

$$\frac{1}{p_0} \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^{\circ} \frac{\partial T}{\partial t} dp - \frac{R}{9,8} \int_{p_0}^p \frac{\partial T}{\partial t} \frac{dp}{p} = 0, \quad (3)$$

azaz a hőmérsékletváltozás által előidézett lokális magasságváltozás zérus, divergenciamentes rétegnek nevezzük. Ebben a rétegben

$$\frac{\partial H_p}{\partial t} = \frac{\partial \bar{H}}{\partial t}, \text{ vagyis az}$$

izobárfelület magasságának lokális változása az egész légoszlop közepes lokális magasságváltozásával egyenlő. Ennek következtében a divergenciamentes réteg alatt a légoszlop hőmérsékletének emelkedését az izobár felületek süllyedése, felette az izobárfelületek emelkedése kíséri. Hűlés esetén fordított a helyzet. Minél messzebb van az izobárfelület a zérus divergenciájú rétegtől, annál nagyobb a hőmérsékletváltozás által okozott lokális magasságváltozás. Jelentős divergenciamentes réteg csak akkor alakulhat ki, ha a légkör vastag rétegében azonos előjelű a hőmérséklet megváltozása. Ha a légoszlop hőmérséklete az időben változik a divergenciamentes réteg mindig a földfelszín felett lesz. A divergenciamentes réteg a földfelszínnel csak akkor esik egybe ($p = p_0$), ha

$$\int_{p_0}^{\infty} \frac{\partial T}{\partial t} dp = 0,$$

azaz a teljes légoszlop hőmérsékletváltozása zérus. A divergenciamentes réteg helyzetét a (2) felhasználásával könnyen megállapíthatjuk, ha rendelkezésünkre állnak a különböző szintek izalloterma és izallohpszá térképei [5].

A divergencia tényleges térbeli eloszlását *H. Landers* vizsgálta meg [6]. Három nap magaslégköri anyagának feldolgozásából arra az eredményre jutott, hogy a zérus divergencia szintje helyett a légkörben csak a minimális divergencia szintje található meg. *Landers*nek a divergencia függőleges eloszlására kapott eredményeit a 2. ábra szemlélteti. Az ábrából látható a divergencia napi menetén kívül az átlagos divergencia függőleges eloszlása, mely minimális értékét 600—700 mb-nál, maximális értékét 200 mb-nál veszi fel. A minimális divergencia szintjének to-

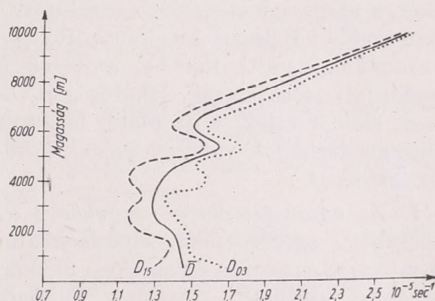
vábbi vizsgálata azt mutatta, hogy a szóbanforgó szint magassága az Egyenlítőtől a sarkok felé növekszik.

Befejezésül a divergenciamentesség feltételének teljesüléséről a következőket állapíthatjuk meg:

a) Divergenciamentes szint a légkörben nem található.

b) Divergenciamentes réteg létezik és nagy területek felett folytonos felületet alkot. Hajlása 0—90° közötti értékeket vehet fel, helyzete a hőmérséklet lokális változásával van szoros kapcsolatban.

c) A minimális divergencia szintje kb. a 600 mb szint körül van. Ez végeredményben egy átlagos szint, mely leg-



2. ábra. Az átlagos divergencia tényleges függőleges eloszlása (*H. Landers* után). \bar{D} a 15 GCT-kor (D_{15}) és 03 GCT-kor (D_{03}) számitott divergencia középértéke

alkalmasabb a divergenciamentesség feltételén alapuló módszerek kipróbálásához. Mivel a 600 mb-os szintre nem szoktak topográfiát készíteni, a gyakorlati munkában a minimális divergencia szintjének jellemzésére a 700 vagy 500 mb-os AT térképeket használják.

IRODALOM

- [1] *Bjerknes, J.*: On the theory of cyclones. *J. Met.* 1944. 1. 1—22. — [2] *Holmboe, J.*: Dynamic Meteorology. New York. 378. — [3] *Charney, J.*: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Met.* 1947. 4. 135—162. — [4] *Panofsky, H.*: Introduction to Dynamic Meteorology. Pennsylvania, 1956. 91. — [5] Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. I. Ленинград 1954. — [6] *Landers, H.*: A three-dimensional study of the horizontal velocity divergence. *J. Met.* 1955. 12. 145—427.

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázati hirdetésményei

Róna Zsigmondnak, az éghajlatlan és Magyarország éghajlata hazai legnagyobb és nemzetközileg is elismert kutatójának, az Országos Meteorológiai Intézet nagyevű néhai igazgatójának, a Magyar Meteorológiai Társaság sok éven át volt elnökének 100 éves születési évfordulója alkalmából Társaságunk „Róna Zsigmond Jubileumi Pályázat”-ot hirdet az alábbi célkitűzéssel és feltételekkel:

I. Szakirodalmi pályázat

Erre a pályázatra önálló, tudományos értékű, a meteorológiai kutatás elmélyítését, a magyar meteorológiai szakirodalom további fejlesztését előmozdító pályamunkák nyújthatók be, amelyek a gyakorlati alkalmazás lehetőségeit is szem előtt tartják, s az alább felsorolt kutatási területek valamelyikének körébe tartoznak:

1. *Az agrometeorológia tárgyköre:* a) különböző agrotechnikai eljárások (talajművelési és növénytermesztési módok, üvegházi kultúrák, talajfűtés, öntözés stb.), b) növény- és talajvédelem (állati és növényi kártevők, növénybetegségek, erdőtelepítés, erdészeti és általános növénytársulástan, talajjavítás, erózió stb. meteorológiai vonatkozásai).

2. *Az ipari meteorológia tárgyköre:* a) bányameteorológiai kérdések (karsztvizek, bányáradások, csapadék—párolgás—beszivárgás, hó, hótakaró, és a közlekedési zavarok, külszíni fejtés és szállítás stb.), b) az energiaipar problémái (a hazai szélenergia készlet, a fényviszonyok alakulásának időjárási és éghajlati feltételei, különös tekintettel a fővárosra, károsan magas és alacsony hőmérsékletek, köd—zúzmara—zivatar mint az energiatermelés hátráltatói stb.), c) a magas- és mélyépítés területe (talajfagy és talajszerkezet, a víz és a csapadékviszonyok, szél- és hónyomás, légköri szennyezettség stb.).

3. *Az éghajlatlan területe:* éghajlati körzetek, terepklimatológia, reliefener-

gia és éghajlat, a felszinformálás éghajlati tényezői a jelenkorban, a paleoklimatológia, a légkör és a felszín energiafoglalma stb.

4. *Az orvosmeteorológia tárgyköre:* a) az orvosmeteorológiai prognóziskészítés és kiadás kérdései (elméleti problémák, együttműködés a meteorológusok és az orvosok között, a különböző betegségek és a járványok megelőzésének prognosztikai lehetőségei, az ipari, üzemi és közlekedési balesetek kapcsolata az időjárással stb.), b) a humán-biometeorológia területe (munkahelyklíma, klíma-melioráció, gyógy- és üdülőhelyklimatológia, a szabadban dolgozó ember védelme az időjárási ártalmakkal szemben stb.), c) általános biometeorológiai kérdések (fitometeorológia, zoometeorológia, akklimatizáció stb.).

5. *Műszer- és mérés technika:* a) általános meteorológiai műszerkérdések (sugárzásvédelem, hordozható és automata meteorológiai állomások, terep szélmérő és regisztráló műszer, univerzál íróműszer stb.), b) aerológiai műszerek (minden hőmérsékleten és magasságban megbízhatóan működő nedvességmérő, ködmintavevő, esőcseppek, jégkristályok, hópelyhek nagyítása és fényképezése, szonda nélküli, rádiós szélmérés, pilotvilágító berendezés, felhőmérő műszerek stb.), c) sugárzás- és hőmérsékletmérés (a hosszuhullámú, az ultraióbolya, az égboltsugárzás és az albedo mérése, gradiens-mérő és -író műszer stb.), d) az 1–4. pontok alatt említett problémák megoldását elősegítő bármilyen műszer vagy mérési módszer.

A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

2000 forintos első díjban,
további két legjobb pályaművet pedig
1200 forintos második, és
600 forintos harmadik díjban

részesíti a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat megosztva is kiadhatja.

Pályázati feltételek :

1. A pályaművek terjedelme legföljebb egy szabványív : 40 000 n, kb. 20 gépelt oldal lehet.

2. A két példányban, géppel leírt, jelíges pályaművek benyújtásának határideje : 1960. október 15.

3. A műszerpályázatra beküldött pályaművek közül előnyben részesülnek azok, amelyekhez a pályázók működő prototípust is mellékelnek.

4. A pályázó nevét és címét tartalmazó lezárt boríték kíséretében benyújtandó pályaművek postai úton küldendők be a Társaság Titkárságának címére (Budapest II. Kitaibel Pál u. 1.).

5. A díjnyertes dolgozatok kiadásának joga a Társaságot illeti. A nem díjazott pályaművekkel a pályázók szabadon rendelkeznek, azokat a Társaság Titkárságától 1960. december 31-ig átvehetik.

II. Fényképpályázat

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázatot hirdet időjárási jelenségeket ábrázoló, vagy az időjárás hatásait feltüntető, olyan művészi színvonalú fényképfelvételek jutalmazására, amelyek nyomdai sokszorosításra alkalmasak és tudományos vagy ismeretterjesztő szempontból értékesek.

Pályázati feltételek :

1. A pályázatra csak olyan képek küldhetők be, amelyek kiadási és tulajdonjoga felett a pályázó teljes mértékben rendelkezik.

2. A beküldött fényképeken feltüntetendő a felvétel helye, időpontja (óra is, de legalább napszak), tájképeknél az égtáj is, amely felé a felvétel készült. A fényképeken is, a lezárt borítékon is

— amelyben a pályázó neve és címe van
— fel kell tüntetni a jelíget.

3. A pályázó a kép beküldésével aláveti magát a pályázati feltételeknek, különösen pedig beleegyezését adja, hogy a képeket a Társaságtól nem kapja vissza. A Társaság jogosult a képeket saját vagy az Országos Meteorológiai Intézet helyiségeiben kifüggeszteni, bármelyik saját vagy intézeti kiadványban közzétenni, mindenkor a szerző nevének feltüntetésével.

4. A pályázatra beküldendő képek mérete 9×12 vagy 18×24 cm legyen.

5. A pályázatra beküldött képek mindennemű szerzői és tulajdonjoga a 3. pontban említetteken felül is a Társaságot illeti, a felvétel készítőjének neve azonban sohasem maradhat le a képekről.

6. A jelíges pályamunkák beküldési határideje : 1960. október 31.

A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

400 forintos első díjban,

a további legjobb pályaműveket pedig

- 1 db 200 forintos második,
- 4 db 100 forintos harmadik és
- 4 db 50 forintos negyedik díjban

részesíti a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat megosztva is kiadhatja.

Mindkét pályázat eredményének kihirdetésére, valamint a pályadíjak kiosztására 1960. decemberében, a Társaság XXXIII. közgyűlésén kerül sor. Ennek időpontját a napilapokban közöljük.

Budapest, 1960. február hó.

Titkárság

WEICKMANN, H.—SMITH, W. (szerk.): *Mesterséges esőkeltség*. (*Artificial Simulation of Rain*) 427 oldal, 248 ábra, 33 táblázat. Pergamon Press. London—New York—Párizs, 1957.

1955. szeptember 7—10. között Massachusetts-ben (USA) világhírű kutatók részvételével megtartották a felhőfizika különböző tárgykörével foglalkozó első nemzetközi konferenciát. Az itt elhangzott előadásokat 1957-ben könyv alakban adták ki, „Mesterséges esőkeltség” címmel.

A felhőfizika, számos más tudományághoz hasonlóan, az utóbbi években igen gyorsan és igen széles területen fejlődött. Tárgykörén belül a kutatás elsősorban a felhő- és csapadékrészecskék felé irányul. Ezt a tényt a szóbanforgó munka is híven tükrözi, mivel az előadások legtöbbször az említett témákkal foglalkozik. A beszámolókat tárgykörök szerint gyűjtötték össze. A csoportosítás természetesen követi a logikai sorrendet.

A könyv hat főrésze tagolódik. Az első részben az aeroszolookról, azok eredetéről és méréséről szóló cikkeket találhatjuk meg. A szerzők itt a természetes aeroszolk méreteloszlásáról, a légköri meteor-porról, a kondenzációs magok kémiai összetételének a cseppképződésre gyakorolt hatásával kapcsolatos problémákról, az ún. óriás higroszkópikus és az „Aitken-féle magvak” eloszlásáról, a kisebb magvak elektronmikroszkóppal végrehajtott vizsgálatairól, az aeroszolkoncentráció méréséről és a különféle magvak elektroos töltésének változásairól számolnak be.

A második rész a kondenzálódás folyamatát, az eső- és felhőcseppek „ütkezési” és „gyűjtési hatásfokának” és növekedésének laboratóriumi méréseit, a konvektív felhőkben levő cseppek méretének meghatározását, egy közönséges sóval végzett felhőmagvasítási kísérlet leírását és általában a konvektív vízfelhőkből hulló csapadékokat tárgyalja.

A harmadik rész a részecskék halmazállapotváltozásait, (az óriás vízcseppeknek a levegőben történő túlhűlésével, fagyásával és olvadásával), a jégkristályok növekedésének elemzésével és radar tanulmányokkal foglalkozik. Ebben a részben kap helyet egy repülőgéppel végzett, eredménytelennek mondható kísérletsorozat leírása, amelyet cumulusok magvasítása céljából végeztek, s amely jelzi, hogy a probléma megoldását nem elméleti és laboratóriumi, hanem főképp gyakorlati, ill. természetes körülmények között végrehajtott vizsgálatoktól remélhetjük.

Ehhez kapcsolódik a negyedik rész, amely laboratóriumi és természetes környezetben folytatott tanulmányokat tartalmaz a jegesedési (magvasodási) folyamatokról és a kristálynövekedésről, ezenkívül a kristály-struktúráról, a kondenzációs magvak méretének és típusának a jégkristály-képződés hőmérsékletére gyakorolt hatásáról és a jégkristályok felszínéről, ahol a növekedés lehetőségét erősen befolyásoló diszlokációk kialakulnak.

Az ötödik részben egy töltött részecskékkel végrehajtott kísérlet rövid leírását, a hatodikban pedig a hidrometeorok új nemzetközi definíciójára vonatkozó megállapodást találhatjuk meg. Fel kell hívnunk a figyelmet arra, hogy ezen utolsó rész ma már bizonyos mértékig meghaladottnak tekinthető, ui. a Meteorológiai Világszervezet 1956-ban kiadott, új Nemzetközi Felhőatlaszában a hidrometeorok (ezek közül is főképp a szilárd részecskék) többségükben új elnevezést (néhányuk új szimbolikus jelet is) kaptak. Így pl., hogy csupán a legfontosabb változásokat említsük; a régebbi „stellar crystal” (csillagalakú kristály) egyszerűen „snow” (hó), a „needle” (tű) az „ice prisms” (jégprizmák), míg az ún. „graupel” (nincs magyar megfelelője) a „snow-pellets” (hógalacsinok) nevet kapták, és így tovább.

Ez természetesen semmit sem von le ennek a gyönyörű kiállítású és tartalmas könyvnek az érdemeiből, melyek közül a legfőbb talán az, hogy a felhőfizika ma már rendkívül kiterjedt területéről témakörök szerint csoportosítja és így aránylag könnyen áttekinthetővé és felmérhetővé teszi a régebbi és az újabb eredményeket, amelyek mintegy a különböző kutatók komplex szemléletében jelentkeznek. Véleményünk csupán egyetlen kérdésben tér el a kissé a munka szerkesztőinek véleményétől: abban ui., hogy bár a tanulmányok zöme a vele kapcsolatos (megoldott vagy megoldásra váró) problémákkal foglalkozik, csak elenyészően kis részük (egy-két cikk) tárgyalja konkrét kísérletek leírása útján azt a tulajdonképpeni témát, amely valószínűleg minden felhőfizikai kutatás legfőbb gyakorlati haszna és értelme: a mesterséges eső-

keltést. Így azután a cím nem fedi pontosan a tartalmat, hiszen a munka főképpen az ehhez szükséges alapokra vonatkozó kutatások újabb eredményeinek (a maga nemében kitűnő) kiegészítését szolgáltatja.

Összefoglalásul megállapíthatjuk, hogy a mű szinte nélkülözhetetlen azok számára, akik teljesebb képet igényelnek szerezni a felhőfizika legérdekesebb és legtöbb gyakorlati haszonnal kecsegtető területeiről.

Wirth Endre

МИХЕЛЬ, В. М.: Вопросы методики шаропилотных наблюдений, их обработка и практическое применение (*A pilótaléggömbös megfigyelések módszertani kérdései, a megfigyelések feldolgozása és gyakorlati alkalmazása.*) 23 x 15 cm alak, 227 oldal, 21 ábra, 50 táblázat, függelékben 11 táblázat. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád, 1959.

E könyv szerzője joggal adhat átfogó képet az aerológiai pilótamérések fejlődéséről és tökéletesedéséről, mivel munkásságát egyidőben kezdte a rendszeres pilótaléggömbös megfigyelések megindulásával, azóta is az aerológia területén dolgozik, nagy tapasztalatra tett szert a pilótamérések, feldolgozások és aeroklimatológiai alkalmazásuk terén. Így jutott arra a megállapításra, hogy adott mérési és feldolgozási mód előnyei és fogyatékoságai jelentősen befolyásolják felhasználhatóságának mértékét.

A pilótballonnal történő magassági szél- és felhőalagmagasság-méréseknél jelentős hibát okoz az a körülmény, hogy a léggömb emelkedési sebességét, mely különösen az alsó néhány száz méterben erősen változó, az általánosan használt megfigyelési módszernél konstansnak tekintik és táblázatok alapján határozzák meg. Ezt a fogyatékoságot igyekeznek kiküszöbölni a szerző által leírt módszer, melynek a könyv három fejezete közül egyet szentel. Lényege, hogy a pilóteodolit okulárjára vésett párhuzamos vonalak vagy koncentrikus körök segítségével elegendő pontossággal és könnyedén meghatározható a ballon magassága abban a pillanatban, mikor látszólagos átmérője egyenlővé válik az okulárra vésett körök valamelyikének átmérőjével.

További tökéletesítést jelent a fenti és az ún. függőbázisos módszer összekapcsolása, mely nagyobb magasságokban is kielégítő pontosságú mérést tesz lehetővé (közepes hibája csak 5%).

A könyv második fejezetében részletesen foglalkozik a szerző a pilótadatok elsődleges feldolgozásának kérdésével s a különböző feldolgozási módokkal, azok előnyeivel, hátrányaival. Igen értékesek a gyakorlati vonatkozású megjegyzések és azok a segédeszközök és táblázatok, melyek a feldolgozás egyszerűsítését és gyorsabbá, valamint pontosabbá tételét szolgálják. Itt tér ki a szerző az egyteodolitos pilótamérés hibájának elméleti úton való vizsgálatára, különvéve a mérésből és a feldolgozásból származó hibákat.

A harmadik s egyben utolsó fejezet a pilótadatok gyakorlati felhasználásának néhány kérdését érinti az aeroklimatológia és az időjárás prognózisok területén. A szerző ismerteti saját kutatásainak eredményeit, melyeket a vezetóáramlás és a bárikus képzőmények változásainak prognosztizálásánál nyert, a magassági széladatok felhasználása útján, az áramvonalak össze-, illetve szétartása alapján számolva. Rámutat arra, hogy az egyes időjárási tényezőket nem lehet önállóan, egymástól elszigetelve tekintetbe venni. Különösen áll ez a csapadék rövidtartamú előrejelzésénél, ahol csak a szinoptikus, aerológiai és helyi jelek összességének együttes felhasználása adhat kielégítő eredményt.

A szerzőnek nem célja e könyvből újat nyújtani s így inkább csak összefoglalásnak tekinthető. Erről tanúskodik a megadott irodalmi jegyzék csaknem 8 oldalnyi terjedelme is, melyben még a múlt századból származó cikkeket is találhatunk. Innen származik, hogy a nem eléggé tájékozott olvasó rég elavult és a teljesség kedvéért ismertetett módszereket sokszor ұjnaknak képzeli s csak később döbben rá, hogy a fejlődés már jóval túlhaladta őket.

Mindenesetre a szerző 30–40 éves aerológiai munkásságából leszárt tapasztalatai segítségével szorgálhatnak mind az elméleti, mind a gyakorlati aerológusok számára. *Mészáros Ernőné*

ZIMMERMANN, K. F.: Kompendium der Variationsstatistik (*A variációsstatistika kézikönyve.*) 137 o., 10 ábra, 4 táblázat. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1959.

A szerző könyvét bevezetésnek szánta a matematikai statisztika tudományába. Így az eltekint az egyes matematikai problémák elméleti megfontolásainak tárgyalásától, csak az elengedhetetlen alapokat, vagyis a végképleteket nyújtja, melyeket bárki, magasabbfokú matematikai előképzettség nélkül felhasználhat.

A könyv a bevezetést és némi irodalomjegyzéket adó fejezeteiktől eltekintve a következő részekre tagolódik:

1. Statisztikai mértékszámok. 2. Elméleti eloszlások. 3. Tapasztalati eloszlások. 4. Vizsgálati módszerek. 5. Variancia analízis. 6. Ko-variancia analízis.

Mindezek a fejezetek azonos elven épülnek fel. Az első fejezet négy alpműveletet tartalmazó pontjától kiindulva az elméleti megfontolások, probléma felvetések, stb. hiányoznak. A könyv példáit főleg a biológia területéről veszi, mivel a mezőgazdaságban és a biológia területén dolgozó kutatóknak (tehát azoknak, akik tapasztalata szerint nem megfelelően képzettek matematikai vonalon) kíván segítséget nyújtani a megfelelő feldolgozási módszerek tekintetében. Az egyes problémaköröket egyszerű, rövid adatsorokkal ábrázolja.

A túlzott egyszerűsítésre való törekvés a könyv hibájul róható fel. Hasonlóképpen az, hogy a szerző megkísérelte a szakkifejezések, jelölések rendszerének egységesítését, így egy új, az eddiektől eltérő jelölésmódot alkalmaz. Egyéni szimbólumai, felváltva alkalmazva a szakirodalomban már bevezetett, ismert jelölésekkel, nehezíti az áttekintést.

Ezek ellenére, ez az új matematikai statisztikai mű a bevezetésében ígértnek eleget tesz. Megfelelő segítséget nyújt azoknak, akik a matematika elméletében mérsékelt jártassággal bírnak.

Popovics Ivánné

UNESCO : Arid zone research, Human and animal ecology. Reviews of research—VIII. (A száraz övezetek kutatása : Az ember és az állatok ökológiája — VIII. A kutatás ismertetése.) Párizs, 1957. 244 (A/4) oldal, 10 táblázat, 28 ábra.

Az Unesco arid területekkel foglalkozó kiadványsorozatának nyolcadik kötete biometeorológiai kérdéseket tárgyal, s hat szerző tanulmányát foglalja magában, kik a megjelölt témakörök tekint minden részletrre kiterjedő alapossággal dolgozták fel.

R. Rochéfort tanulmánya (A környezet hatásai az arid területeken élő emberi közösségekre és ezek alkalmazkodása a helyi környezeti viszonyokhoz) a közösség és környezete viszonyával foglalkozik. Különböző civilizációk kialakulását a környezeti feltételektől teszi függővé. Tartalma sajtóságon az arid területek viszonyaira vonatkozik.

Az arid éghajlati vidékeken észlelt fiziológiai változásokkal kapcsolatos *W. S. Ladell* „A környezet hatása az emberekre az arid éghajlati területeken” c. tanulmánya. Számos általános érvényű élettani megfigyelés és kísérlet eredményét közli. Különböző szerzők (*F. C. Houghton*, *C. P. Yagouglou*, *L. P. Herrington*, stb.) komplex időjárás tényezők kifejező fogalmával (effektív hőmérséklet, operatív hőmérséklet, stb.) kapcsolatban megállapítja, hogy a meteorológiai hatótényezők fiziológiai hatásainak vizsgálata átfogó szemléletet kíván. Számadatokat közül a véráramlás, párologtatás, bőrhőmérséklet, stb. időjárás tényezőkkel kapcsolatos változásairól.

F. S. Bodenheimer „Az emlősök ökológiája az arid éghajlati övben” c. cikkében főleg a jelzett területen legnagyobb fontosságú kérdéssel, a vízviszonyok kérdésével foglalkozik. Taglalja továbbá a hibernáció és ennek egyik formája, az esztiváció (időszakos élettevékenység táplálékfelvétel miatt) mibenlétét, mint a környezeti körülmények ellen való védekezés kérdését.

A sáskák életkörülményeiről, vándorlásukról, előrejelzési lehetőségükről részletes ismereteket nyerhetünk *B. P. Uvarov* tanulmányából (Arid tényezők a különböző sáska-fajták ökológiájában az óvilágban).

A tanulmány-sorozatot *S. Pradhan* beszámolója zárja, „Az arid éghajlati területeken élő rovarok ökológiája” címen. Tárgyát főleg az akklimatizációs kérdések képezik, számos megállapítása jól alkalmazható a nem-arid klímavidékek rovar-faunájára. Gondolunk itt elsősorban a morfológiai sajátosságokra, hő- és vízigényre, optimális életfeltételek megállapítására, stb.

A tanulmányok általános érvényű megállapításai, a megjelölt irodalmi forrásmunkák (melyeknek száma nem egy tanulmánynál a hatszázat is meghaladja), a kutatási módszerek megkönnyítésére kidolgozott grafikonok és táblázatok a kérdésben érdekelt kutatók számára hasznossá teszik a sorozatnak ezt a kötetét is.

Popovics Ivánné

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest, I., Kitaibel Pál utca 1.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

A havi tagdíj összege rendes tagoknak 2,— forint, ifjúsági tagoknak 1,— forint.

Egyben felkérjük Tagjainkat arra is, hogy az IDŐJÁRÁS és a társasági meghívók zavar-talan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közöljék.

TITKÁRSÁG

Jordan Károly emlékezete

Az elmúlt esztendő utolsó hetében, december hó 24-én elhunyt dr. Jordan Károly nyugalmazott egyetemi tanár, a világszerte ismert matematikus, aki hosszú tudományos pályafutása alatt mindenkor barátja és támogatója volt a meteorológiai vizsgálatoknak.

Jordan Károly 1871. december 16-án született Pesten, két esztendővel Buda és Pest fővárossá egyesítése előtt. Középiskoláit a belvárosi főreáliskolában jeles eredménnyel végezte. Ezután évek sorát tölti külföldön. Párizsban elvégzi az École Préparatoire Mongeot és elért kiváló tanulmányi eredményei alapján az École Polytechnique-re jelentkezők sorában a 14. helyet szerzi meg. A vegyész-mérnöki szakra iratkozik be. Később a zürichi szövetségi műegyetemen tanul tovább és „műszaki vegyész” oklevelet szerez 1893-ban. Ezután a Manchester-i egyetemen az Owen's College laboratóriumában dolgozik, majd Genfben Guye professzor mellett asszisztens, ott fizikai doktorátust és magántanári képesítést szerez. Később mérnöki oklevelét a budapesti Műegyetem, fizikai diplomáját a budapesti Tudományegyetem nosztrifikálta. Az 1896–1898. években a Société d'Études Electrochimiques nevű vállalat mérnöke. 1898-ban visszatér Budapestre, de fejletlen ipari viszonyaink közt mérnöki állást nem tud szerezni. Ekkor földregészteni és csillagászati tanulmányokba mélyed.

1906-ban az újonnan alapított Földregészeti Számológ Intézet vezetésére kap megbízást. Ezt a munkakört 1913-ig látja el. Érdeklődését egyre inkább a matematika és különösképpen a valószínűségszámítás köti le. Az École Préparatoire Monge-ban eltöltött idő erre igen jó alapot nyújtott. A valószínűségszámítás módszeres gyakorlati alkalmazására törekedett és eközben korán felismerte, milyen becses szolgálatot tehetnek ezek a módszerek a meteorológia akkor még zsenye tudományterületén. Egyre nagyobb érdeklődéssel fordul a meteorológia felé, amely akkor még igen fiatal és egyesek által megmosolygott tudomány-szak volt. Többféle szál kötötte őt a meteorológiához. Egyrészt világosan meglátta, hogy a meteorológus munkájában óriási szerep vár

a statisztikai-matematikai módszerek gyümölcsöztetésére, és több dolgozatában példát adott ilyen vizsgálatok szabatos elvégzésére. Másrészt benső kapcsolatot teremtett közte és a meteorológia közt az, hogy matematikai eredményeinek egyik próbakövét találta meg a meteorológiai alkalmazásokban. Amint fia, Jordan Vilmos találóan írja róla: „A meteorológiai ismeretek megszerzése segítséget nyújtott számára egyrészt a számítási eljárások felhasználhatóságának ellenőrzésére, másrészt a feldolgozás szükségleteinek felismerésével tűzte ki magának a számítási eljárások fejlesztésének irányát. Meteorológiai szemlélete nyújtotta számára azt a biztos támpontot, ahonnan pontosan le tudta mérni a matematika terén elért eredményeinek gyakorlati értékét. Igen éberrel vigyázott rá, hogy a matematika sohase váljék nála öncélúvá.” Már első valószínűségszámítási dolgozata is ilyen irányú volt. Ez a tanulmány az *Időjárás* hasábjain jelent meg 1904-ben a következő címen: „A valószínűségi számítás alkalmazása meteorológiai viszonyainkra.” (Atmosphaera – Időjárás, 8, 41–48., 1904.)

Kitör az első világháború. A repülés és a vegyi hadviselés fejlődése szükségessé teszi egy gázvédelmi iskola felállítását Várpalotán. Jordan itt meteorológiát, fizikát és matematikát ad elő. A háború elmúltával Beke Manó professzor meghívására 1919-ben matematikai statisztikát ad elő a budapesti egyetemen. 1920-ban megalakul a Közgazdaságtudományi Egyetem, akkori nevén Egyetemi Közgazdaságtudományi Kar. Itt mint megbízott előadó tart előadásokat a valószínűségszámítás, a differenciászámítás és a matematikai statisztika köréből. Ezen a tudományterületen 1923-ban újabb magántanári képesítést szerez, 1933-ban egyetemi nyilvános rendkívüli tanári és 1940-ben egyetemi nyilvános rendes tanári címmel tüntetik ki. Munkásságát fejt ki a biztosító vállalatok állami felügyelő bizottságában és a Gazdaságstatisztikai és Konjunktúrakutató Bizottságban. A felszabadulás után, 1947-ben, a Magyar Tudományos Akadémia levelező taggá választja, 1952-ben népi kormányunk a Magyar Népköztársaság Érdemrendjével és

1956-ban a Kossuth-díj adományozásával ismeri el kiemelkedő tudományos érdemeit.

Jordan Károly nagy életműve a szakirodalmi munkásságában bontakozott ki. Dolgozatai már a múlt század utolsó évtizedében feltűnést keltettek. Ebben az időben kémiai értekezéseket írt francia nyelven. 1907-ben jelent meg Párizsban „La propagation des ondes sismiques” című tanulmánya, amely a Magyar Tudományos Akadémián is bemutatásra került. Első nagyobb matematikai műve a *Matematikai Statisztika* című könyv (Budapest, 1927). Ez a munka még ugyanabban az évben Párizsban a *Gauthier-Villars* kiadónál is megjelent és *M. d'Ocagne* akadémikus, a nagy francia matematikus írt hozzá igen megleghangú előszót. Ettől az időtől kezdve munkái külföldön igen nagy érdeklődést keltettek és széleskörű elismerésben részesültek. Közleményeit több nyelvre is lefordították. Kiemelkedő egyéniségét először éppen *d'Ocagne* jellemezte legtalálébban a *Statistique Mathématique* előszavában. Rámutatott, *Jordan* minden munkájának különleges értéket ad az a meggyőző érzés, hogy az általa tárgyalt módszereket a gyakorlatban is próbára tette. *Jordan* azonban nemcsak tapasztalt gyakorlati szakember, hanem elsőrendűen képzett teoretikus is volt. Matematikai munkássága idehaza 1928-ban részesült először nagyobb elismerésben, amikor az Eötvös Loránd Matematikai és Fizikai Társulat a *König Gyula-díjat* ítélte oda részére.

A valószínűségszámításban alkalmazott eljárások kidolgozására vonatkozó munkái közül világszerte elismeréssel fogadták a Sopronban 1939-ben megjelent „*Calculus of Finite Differences*” című monográfiáját. Ehhez Harry C. Carver előszavában a következőket írja: Prof. Jordan's work is a most readable and detailed record of lectures in the Calculus of Finite Differences which will certainly appeal tremendously to the statistician and which could have been written only by one possessing a deep appreciation of mathematical statistics.” Ez a műve a háború után második kiadást ért meg New Yorkban. Nagy érdeklődést keltett a bolognai nemzetközi matematikai kongresszuson bemutatott interpolációs eljárása. A londoni Royal Statistical Society és az American Statistical Association tiszteleti taggá választotta.

Jordan meteorológiai irányú munkái közül (a már említett 1904. évi tanulmányán kívül) kiemelendők a következő dolgozatai.

1937-ben ugyancsak az *Időjárás* hasábjain jelent meg „*A korreláció számítás alkalmazása a meteorológiában*” című nagyobb tanulmánya. (*Időjárás* 41, 93—110, 1937). Ez a dolgozat öt fejezetre oszlik. Az elsőben ismerteti a korrelációs számítás elvi alapjait és tisztázza a hozzáfűződő félreértéseket. A második és har-

madik fejezet az egyszerűsített korrelációval és a négyrekeszes korrelációval, a negyedik a többszörös korrelációkkal, az utolsó a meteorológiai idősorok problémájával foglalkozik. Ennek a dolgozatnak a megjelenéséhez kapcsolódik a korrelációs számítás szélesebb elterjedése a meteorológiai kutatásban.

A hőmérséklet és a légnyomás közt fennálló korrelációra vonatkozó vizsgálatot *Jordan*, a magyar meteorológiai nagy úttörőjével, *Róna Zsigmonddal* együtt végezte el. *Róna* életének utolsó évében, 1941-ben elvállalta, hogy meteorológiai példát dolgoz ki azokra az eljárásokra, amelyeket *Jordan* „*A korreláció számítása*” c. művében (Magyar Statisztikai Szemle kiadványai, Budapest 1941) közreadott, és a számításokat súlyos betegten végezte el. *Jordan* ezt a napjainkban is érdekes dolgozatot több évvel *Róna* halála után ajánlotta fel közlésre az *Időjárás* számára. („*A légnyomás és a hőmérséklet közti kapcsolat január és július hónapban*”, *Időjárás*, 52, 155—166., 1948.).

Egy évvel később látott napvilágot az *Időjárás*ban egy approximáció-elméleti dolgozata („*Periodikus menetet mutató észlelések megközelítése trigonometrikus függvénnyel*” (53, 226—231, 1949), amelyben rámutat, hogy ez a kérdés elsősorban meteorológiai jelentőségű.

A következő esztendőben egy mindössze két oldalnyi terjedelmű, de igen érdekes és fontos újabb értekezése jelenik meg, amely az éghajlat szigorú meghatározásának matematikai eszközeivel foglalkozik („*Megjegyzés az éghajlat fogalmának meghatározásához*”, *Időjárás* 54, 197—198., 1950.).

Jordan Károly itthon és külföldön kivívott nagy tekintélyét gyakran felhasználta arra, hogy a meteorológiai tudomány érdekeit támogatassa és fejlődését előmozdítsa. Résztvett 1925-ben a Magyar Meteorológiai Társaság megalapításában és a Társaságnak egyik legelső levelező tagja volt. Amikor a Magyar Tudományos Akadémián megalakult a meteorológiai főbizottság, annak *Jordan Károly* volt az első elnöke. Számos magyar meteorológus dolgozatait ő mutatta be az Akadémia felolvasó ülésein.

Volt még egy további szál is, amely *Jordan*t szorosan hozzáfűzte a meteorológiához és annak művelőéhez. *Jordan* nemcsak dolgozószobájában foglalkozott természettudományi kérdésekkel, hanem gyakran felkereste a nagy természet legszebb tájait. Az Alpokban sok kiváló turisztikai teljesítményt ért el, a Magas-Tátrában több nehezen megközelíthető hegycsúcsnak és gerincnek ő lett az első megmászója. Megalapítója volt a magashegységi téli turisztikának. Ő nevelte téli túrázásra a kismárki és zakopanei hegyi vezetőket. Mint gyakran elmondotta, alpinista sikereit annak köszönhette, hogy minden merészebb vállal-

kozás előtt gondosan tanulmányozta a meteorológiai előrejelzéseket és azokhoz alkalmazta egész útitervét. Egyik úttörője volt Magyarországon a kerékpáros sportnak és később a motorkerékpározásnak is. Nagy érdemeket szerzett több hazai barlang feltárásában is, mint amilyen a Pálvölgyi cseppkőbarlang, a tapolcai Tavasbarlang és a Révi barlang. A sportban nem szerette a versenyszerű vetélkedést, mindig saját magának tűzte ki a rekordcélokat.

A turisztikai meteorológia iránti érdeklődése elvezette *Jordan Károlyt* a légköri optika kérdéseire. Emlékezetes a Turisták Lapja 1901. évi köteteinek élén megjelent nagyobb értéke, amelyben kimutatja, hogy a magaslati kilátó pontokról nyíló panorámának nemcsak a terjedelme és a színessége változik napról napra az időjárással együtt, hanem a légköri sugártörés változásai miatt még topográfiai ingadozások is mutatkoznak benne: egyes távoli objektumok olykor oldalt eltelve jelennek meg, mások felemelkednek vagy lesüllyednek a látóhatárhoz képest. Még az is előfordul, hogy egy igen távoli heg kétyszer olyan szélesnek látszik, mint más alkalommal, mert az oldalrefrakció a tárgyak képét kislehető vagy összezsugoríthatja. Ebből következik, hogy a távoli kilátás észleléséhez topográfiai bizonytalanság fűződik, mert „valamely csúcs panorámája csak azt mutatja, amit a szemlélő egy adott pillanatban észlelt, de abból a csúcsok igazi fekvésére és magasságára következtetni nem lehet”. Ugyanebben a dolgozatban véglegesen tisztázza azt a vitás kérdést, vajon lehet-e a Dobogókőről kedvező légköri viszonyok közt meglátni és felismerni a Magas-Tátrát. Kimutatja, hogy a Dobogókőről nézve a Tátra a mértani látóhatár alá esik. Így csak a látóhatártágulás jelensége keretében, különleges meteorológiai állapot idején válhatik láthatóvá és ez az oka annak, hogy csupán egészen ritkán lehet meglátni.

Életének egyik nagy öröme gyönyörű könyv- és folyóiratgyűjteménye volt, amelyben sok ritka kiadványt őrzött. Könyvtárát az érdeklődőknek szívesen bocsátotta rendelkezésre. Ilyenkor a könyvek használatára vonatkozóan értékes tanácsokkal szolgált. Életkedvét hajlott koráig megőrizte és ez csak akkor rendült meg először, amikor József körüli lakásában levő könyvtárát, naplószerű följegyzéseit és egész lakásberendezését az 1956. évi ellenforradalom harcai folyamán elvesztette, ezek egész lakásberendezésével együtt porrá égtek.

Még nagyobb csapás volt számára, amikor halála előtti évében szeretett feleségétől is búcsút kellett vennie egy hosszú és harmonikus házasság után.

Jordan Károlyt szeretetreméltó, megértő emberi egyéniségét, széleskörű és mély tudományos műveltségét, nagy kutatási eredményeit és szinte határt nem ismerő szerénységét

mindannyian emlékezetünkben őrizzük, akik oly szerencsések lehettünk vele közelebbi kapcsolatba kerülni.

(*Aujeszy László*)

*

DR. DÉSI FRIGYES egyetemi tanárt, az Országos Meteorológiai Intézet igazgatóját, lapunk felelős szerkesztőjét az Interparlamentaris Unió magyar parlamenti csoportja január 30-án tartott ülésén alakult magyar—olasz parlamenti bizottság elnökévé választotta.

*

JOURNAL DE MÉCANIQUE ET DE PHYSIQUE DE L'ATMOSPHERE címmel jelent meg 1959-ben a Francia Meteorológiai Társaság három havonta megjelenő tudományos folyóirata, mely 1958 végéig, tíz éven keresztül, *Journal Scientifique de la Météorologie* néven volt közismert. A névváltoztatást Vassy professzor ajánlotta, mivel szerinte ez a név pontosabban jellemzi a folyóiratban megjelenő cikkeket. A Társaság Tanácsa 1958 decemberében megtartott ülésén a javaslatot elfogadta. A névváltoztatást Viaut főtítkár jelentette be hivatalosan a Társaság 1959. január 13-i évzáró közgyűlésén. A magyar meteorológusok nevében üdvözljük az új néven megjelenő folyóiratot, amely tudományos közleményekkel eddig is értékes támogatást nyújtott a légkör fizikájával foglalkozó kutatók számára.

(*Mészáros Ernő*)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG háromtagú küldöttsége: *dr. Kéri Menyhért, dr. Péter János és Szakály József* 1959. október 20—18. között biometeorológiai tanulmányutat tett a Német Demokratikus Köztársaságban. A tanulmányút programján, amelyet *W. Ortmeier* a Német Meteorológiai Társaság főtítkára állított össze, a Berlin—Buch-i Bioklimatológiai Kutató Intézet, a Drezda—Wahnsdorf-i és a Weimar melletti Bad—Berka-i biometeorológiai kutatóállomások megtekintése szerepelt. Megtekintették továbbá a küldöttek a Halleban működő Agrometeorológiai Kutató Intézetet s annak most épülő új, korszerű központi épületét. A tanulmányút befejezéséknél a Harz hegység vidékén folyó mikro- és terepklimatológiai kutatómunka megismertetését iktatta programba a gazdag technikai és tudományos feszültségen kívül meleg vendégszeretetet is tanúsító *A. Mäde* professzor. A Potsdamban felvett zárójegyzőkönyvben mind a vendéglátó német fél, mind pedig a magyar küldöttség kifejezte azt a véleményét, hogy ez a tanulmányút hasznos állomása annak az együttműködésnek, amely az NDK-ban is megalakult *Német Meteorológiai Társaság* és a *Magyar Meteorológiai Társaság* között már évekkel ezelőtt létre jött

(*K. M.*)

AZ IDŐJÁRÁS MESTERSÉGES IRÁNYÍTÁSÁNAK KÉRDÉSE I. V. KURCSATOV UTOLSÓ IRÁSÁBAN. Az egész világ tudományos köreit megdöbbenéssel töltötte el Igor Vasziljevics *Kurcsatov*nak, a nagy szovjet fizikusnak hírtelen bekövetkezett halála. *Kurcsatov* úgyszólván élete utolsó lehetőleg dolgozott. Kevéssel elhúnyta előtt, január 15-én még nagy beszédet mondott a Legfelsőbb Szovjet ülésén. Február 7-én, halálának napján jelent meg utolsó írása a *Pravda* hasábjain az Ukrajnában folyó atomfizikai kutatómunkáról. Ennek a cikknek egy része azokkal a határtalan lehetőségekkel foglalkozik, amelyek a termonukleáris úton való energiatermelés megoldása esetén feltárulnak az emberiség előtt. A legfontosabb alkalmazások közt említi az *időjárás mesterséges irányítását*, továbbá a szántóföldnélküli, gyári üzemű élelmiszertermelés megoldását a rendelkezésre álló és a Naptól teljesen független mesterséges energiaforrás segítségével. A termonukleáris folyamatok irányíthatóságának megvalósítása esetén ugyanis az emberiség energiaszerzési lehetőségei óriási mértékben megsokszorozódnának és az ősi energiaforrástól, a Naptól teljesen függetlenné válnának. Nem volna többé utópia, hogy olyan nagy energiákat termeljünk, amelyekkel a légkör nagy folyamatait is befolyásolni lehet, továbbá a növényi fotoszintézist a napsugárzásnál sokkal bőségesebb mesterséges sugárzással lehetne táplálni. (A. L.)

✱

A PALEOMÁGNESES ÉS PALEOKLIMATOLÓGIAI VIZSGÁLATI EREDMÉNYEK ÖSSZEHASONLÍTÁSÁRÓL tartott előadást a Meteorológiai Társaságban 1960. február 18-án *Hédervári Péter*, a Geofizikai Intézet munkatársa. Ismertette a témáról hazánkban és külföldön kialakult elméleteket. *Láng Sándor* a legújabb eredményekkel egészítette ki az előadást, amelyhez még *Hille Alfréd* szólt hozzá, ill. tett fel kérdéseket.

✱

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA február 18-án ülést tartott, amelynek napirendjén az 1960. év munkatervét és költségvetését, a pályázatokról kiírása, s az ezzel kapcsolatos indítványok, javaslatok, azonkívül folyó ügyek szerepeltek. Elfogadta a Választmány az előadói szakülések évi munkatervét és a költségvetést. A jelenlévő választmányi tagok javaslatai alapján, vitában kialakult határozatot hozott a f. évben meghirdetendő pályázatok témájára, határidejére és a díjak elnevezésére, valamint összegére vonatkozóan is.

Kéri Menyhért főtitkár tájékoztatta a választmányt a műszaki meteorológiai tanfolyam szervezésének pillanatnyi helyzetéről. A tanfolyam különösen a vízügyi szolgálat, a közlekedés és útépités szakembereinek körében vált ki érdeklődést. Az elhangzott megjegyzésekből, javaslatokból született határozattal a titkárság megbízást kapott a tervezett műszaki meteorológiai tanfolyam levelező formában történő további szervezésére, mivel így a jelentkezők szakosítása biztosítható. Felvetődött az az elgondolás is, hogy a levelező tanfolyam közben a felmerülő vitás kérdések megbeszélésére konzultáció, a tanfolyam befejezése után pedig — mintegy annak folytatásaként — a rádió közreműködésével népszerű és ismeretterjesztő előadásokat kellene rendezni a műszaki meteorológia témaköréből.

Róna Zsigmond születésének (1860. december 13.) századik, jubileumi évfordulójára *Kakas József* emlékeztette a Választmányt. Javaslataira a Választmány elhatározta, hogy az évforduló megünneplésével kapcsolatban a Meteorológiai Társaság együttes ülés tartására kéri fel a Magyar Földrajzi Társaságot, az ülésnek az anyagát pedig külön emlékfüzetben jelenteti meg. Az „Időjárás” c. szakfolyóirat 1960. évi 6. számát egész terjedelmében *Róna Zsigmond* emlékének szenteli; a 100 éves jubileum időpontjától — 1960. december 13-tól — kezdve pedig a Meteorológiai Társaság szokásos évi pályázatának díjait „*Róna Zsigmond-pályadíj*”-nak nevezi el.

Megbeszélés tárgyát képezte még a tudományos dolgozók Kossuth-díjon kívül rendszeresítendő kitüntetésének a METESZ által kidolgozott tervezete, amelynek csoportbeosztásával egyetértett a Választmány, a díjak elnevezése ügyében azonban javaslatot terjesztett a meteorológusok nevében a METESZ elé.

Szervezeti ügyek során *Tilkos Ervin* helyére — aki kilépett a tagok sorából — *Simon Józsefet* választotta meg a fegyelmi bizottságba a Választmány. A felvételiüket kérő *Galló Vilmos*, *Hirling György*, *Váradi Ferenc*, *Weingartner Ferenc* (valamennyien az Orsz. Meteorológiai Intézet munkatársai), *Kovács Ferenc* (Csákvár) és *Papp Károlyné* (Gödöllő) jelentkezőket felvették a tagok sorába. (V. E.)

✱

HIBAIGAZÍTÁS. Az *Időjárás* 1959. évi 6. (november-decemberi) számában tördelés folytán értelemzavaró hiba csúszott be: Helyesen a 370. oldalon lévő I. táblázat után a 371. oldal bal hasábjának utolsó bekezdésétől a cikk végéig tartó szövegrész következik, s csak ez után a 370. oldal alján, a II. táblázattal kezdődő rész. (Szerk.)

601811 Athenaeum Nyomda, Budapest — Megjelent 850 példányban

AZ ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG

1960-ban a nagynevű magyar éghajlatkutató születésének



évfordulója alkalmából

RÓNA ZSIGMOND JUBILEUMI PÁLYÁZATOT

hirdet

1. A szakirodalmi pályázatra

az agrometeorológia, az ipari meteorológia, az éghajlattan, az orvos-meteorológia, a műszer- és mérés technika tárgykörökből küldhetők be pályaművek. A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

2000 forintos első díjban,

a további legjobbakat pedig

1200 forintos második és

600 forintos harmadik díjban

részesíti a Társaság

A pályaművek beküldésének határideje: 1960. október 15

2. A fénykép-pályázatra

időjárás jelenségeket megörökítő, vagy az időjárás hatásait feltűnő művészi színvonalú fényképek küldhetők be. A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbakat

1 db 400 forintos első,

1 db 200 forintos második,

4 db 100 forintos harmadik és

4 db 50 forintos negyedik díjban

részesíti a Társaság

A pályaművek beküldésének határideje: 1960. október 31

A pályázatok részletes feltételeit az IDŐJÁRÁS 1960. évi 1. számában közli

a Magyar Meteorológiai Társaság

Elnöksége

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

<i>Krastanov, L.—Jordanov, D. (Sofia)</i> : Criterium of the thermic balance of the atmosphere (German and Hungarian text).....	1
<i>Čadež, M. (Beograd)</i> : Diagramme thermodynamique de l'humidité relative (English and Hungarian text)	8
<i>Bodolai, I.</i> : Attempt of a new method of the numerical forecasting of precipitation during passages of warm fronts (Russian and Hungarian text).	13
<i>Takács, L.—Zách, A.</i> : Zusammenhang von Stundenwerte der Bewölkung und des Sonnenscheins	21
<i>Péczely, G.</i> : Der Schutzeffekt der Karpaten im Falle nordöstlicher Kälteeinbrüche	28
<i>Goll, G.</i> : Reflectance of grounds in their dependence on the moisture content and the colour of the light	35
<i>Mrs. Szepesi, A.</i> : Investigations on the vapour-pressure of the near ground air layer in the area of the Lake Balaton.....	38
<i>Kozma, F.—Stollár, A.—Szilágyi, T.</i> : Aspirationspsychrometer mit Thermistor.....	44
<i>Pletser, J.</i> : The temperature of dry and humid soil.....	48
<i>Tánczer, T.</i> : On the verification of numerical forecasts.....	49
<i>Mészáros, E.</i> : A new theory on the electric phenomena of thunderclouds....	52
<i>Szepesi, D.</i> : About the divergence-free level	54
Competition Announcement of the Hungarian Meteorological Society	56

L I T E R A T U R E

<i>Weickmann, H.—Smith, W.</i> : Artificial Simulation of Rain (<i>Wirth, E.</i>)..	58
<i>Михель, В. М.</i> : Вопросы методики шаропилотных наблюдений, их обработка и практическое применение (<i>Mészáros, E.</i>) .	59
<i>Zimmermann, K. F.</i> : Kompendium Variationsstatistik (<i>Popovics, I.</i>) ..	59
UNESCO : Arid zone research, Human and animal ecology. Reviews of research —VIII. (<i>Mrs. Popovics, I.</i>)	60
C H R O N I C L E	61