

# IDŐJÁRÁS

---

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), F. BAUR (Bad Homburg), BÉLL B. (Budapest), BODOLAI I. (Budapest), M. BOSSOLASCO (Genova), M. ČADEŽ (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), F. F. DAVITAJA (Tbiliszi), H. ERTEL (Berlin), SZ. P. HROMOV (Moszkva), S. JAHO (Tirana), P. KASNECI (Tirana), KÉRI M. (Budapest), M. KONČEK (Bratislava), L. KRASTANOV (Szófia), A. MÄDE (Halle/Saale), W. OKOŁOWICZ (Warszawa), OZORAI Z. (Budapest), J. PASZYNSKI (Warszawa), F. STEINHAUSER (Wien), K. TAKEUCHI (Tokyo)

FELELŐS SZERKESZTŐ:  
DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:  
KAKAS J. (BUDAPEST)

69. ÉVFOLYAM

6

1965. NOVEMBER — DECEMBER

---

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET  
HIVATALOS LAPJA

INDEX 26,361

# IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

## TARTALOM

L. Krastanov—G. Milosev—L. Levkov (Szófia): Az egyensúlyi jégformák lapjainak hatékonysága (orosz nyelven) .....	321
M. Čadež (Beograd)—H. Ertel (Berlin): Szedimentáció a légkörben a turbulens diffúzióáram saját forrásainak perzisztenciája esetén (német és magyar nyelven) .....	327
G. F. Prihotyko (Kiev): A mesterséges csapadékkeltés lehetőségei gomolyfelhők esetén (orosz nyelven) .....	332
Z. Čobanov (Beograd): A Jugoszláv Szövetségi Hidrometeorológiai Intézet távelőrejelzési módszere, és ennek első eredményei (angol nyelven) .....	343
Takács Lajos: A teljes besugárzás 25 évi homogén adatsora Budapesten .....	347
Szakácsné Farkas Amália—Tónayné Baros Irén: A csapadék napi és havi mennyiségének területi eloszlásáról .....	358
Berkes Zoltán: A Hold-hatás kutatásának újabb eredményei .....	362
Bartáné Kmetykó Katalin—Szalmáné Szucsák Valéria—Vadasfalvyné Ajtay Ágnes: A napfénytartam területi eloszlásának szerkezeti és autokorrelációs függvénye .....	366
Probáld Ferenc: Városi hatások a látástávolságra Budapesten .....	370
Ozorai Zoltán: A zivatarok gyakorisága Budapest-Ferihegy repülőterén .....	375

## KRÓNIKA

Huszonöt éve működik a tátralomnici meteorológiai obszervatórium (Béll B.) — Az Osztrák Meteorológiai Társaság jubileumi ülése (Ambrózy P.) — Bioklimatológiai konferencia Cseh-szlovákiában (Kéri M.) — Magyar szinoptikusok tanulmányútja a Szovjetunióban (Adámy L.) — A Magyar Földrajzi Társaság 89. közgyűlése (Kéri M.) — Ózonmérési tanulmányút a Német Demokratikus Köztársaságban (Borbély E.—Ventura E.) — A Magyar Meteorológiai Társaság Választmánya (Lépp I.) — Az IASH „Hidrológiai kísérleti és táj jellemző területek” szimpóziuma Budapesten (Antal E.) — A balatoni viharjelzés idei mérlege (Tánczer T.) — A súrlódási sebesség meghatározása (Sz. Papp É.) — A bányák légterének meteorológiai problémái (Tasnádi P.) .....	378
---	-----

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. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

MEGJELNIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

Л. Кръстанов — Г. Милошев — Л. Левков (София)\*:

## Об активности граней равновесных форм льда

*Az egyensúlyi jégformák lapjainak hatékonysága.* A szerzők a jégkristályokat határoló lapokon megjelenő kétdimenziós csírák képződésének lehetőségeit vizsgálják, a képződési munkák kifejezéseinek összehasonlítása útján. Mindenekelőtt meghatározzák a kétdimenziós csíra ún. „félkristály” helyzetből való kiválási munkáját, majd ebből a csíra lehetséges formáját az alap- és prizmalapokon (hatszög, ill. derékszögű négyszög). Innen a módosított Thomson-Gibbs formula segítségével kiszámítják a kétdimenziós csíra képződési munkáját a túltelítettség függvényében. Ez a munka a prizmalapokon kisebb, mint az alaplapon, ami a prizmalapok könnyebb növekedési lehetőségét jelenti. Az önmagukkal párhuzamosan áthelyeződő prizmalapok gyors növekedése, kis és nagy túltelítettségek esetében egyaránt hexagonális kristályformákat hoz létre. Habár a vizsgálatok a saját kristályon megjelenő csíráképződésre vonatkoznak, alkalmazhatók az idegen alapon történő csíráképződés tanulmányozására is.

✱

*The Effectiveness of Surfaces of Ice-Forms in State of Equilibrium.* Authors investigate the possibilities of formation of two-dimensional germs which appear on the surfaces of ice crystals by comparing the terms which give the work needed for the formation. First of all from the state of the so called “half-crystal” the work needed for the separation and from this the possible form of the germs on the base-, and prism-surfaces (hexagon and rectangle) were determined. Following these by the help of the modified Thomson-Gibbs formula the work of germ-formation as a function of supersaturation was calculated. The necessary work of formation is less for prism-surfaces than for the base surface which means that the prism-surfaces can grow easier than the rest. The rapid and conformal growth of prism-surfaces in the cases of weak and large supersaturation develops hexagonal crystal-forms. Though the investigation refers to germ-formation on crystals having the same substratum are applicable to study germ-formation on different substrata too.

✱

Кристаллографические грани, которые ограничивают равновесную форму кристаллов льда, это грани базиса (0001), призмы (0101) и пирамиды (1011) [1]. Активность этих граней в связи с образованием двухмерных зародышей может быть исследована посредством сравнения работ образования двухмерных зародышей из газовой фазы на них.

\* Авторы: Др. Л. Кръстанов президент Болгарской Академии Наук, директор, Г. Милошев и Л. Левков, научные сотрудники Геофизического Института Болг. Акад. Наук (София). Доклад, сделанный на симпозиуме по физике облаков (Будапешт, 8—10. сентября 1965 г.).

В рассматриваемой модели кристалла льда, положения молекул воды идентифицируются с положениями атомов кислорода в решетке. Двухмерные зародыши льда представляют собой слой, составленные из двух плоскостей решетки. Существенным для образования этих слоев является образование двухмерного зародыша из одной плоскости решетки, а именно плоскости, которая непосредственно связана при помощи самых сильных связей с подложкой (собственным кристаллом). Вторая плоскость решетки этого слоя отложится на первой без необходимости в израсходовании какой бы ни было энергии, так как строительные частицы этой плоскости имеют работу отрыва ( $\varphi = 3\psi'_1 + 3\psi_2$ )

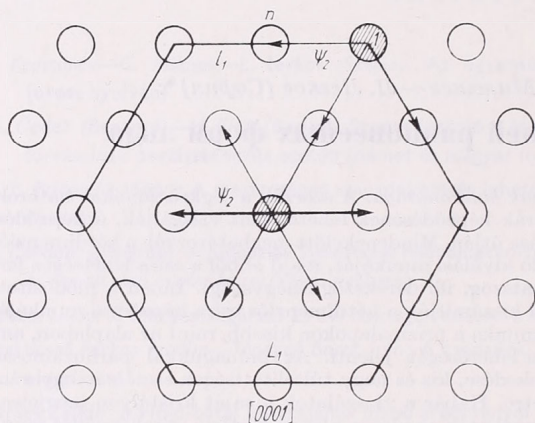


Рис. 1 — 1. ábra

большую работу отрыва строительной частицы в положении «полукристалла»  $\left( \varphi_{\frac{1}{2}}^{\circ} = \frac{\psi_1}{2} + \frac{3}{2}\psi'_1 + 3\psi_2 + 3\psi'_2 + \frac{\psi_3}{2} \right)$  у трехмерного кристалла.

В сущности, частицы второй плоскости решетки зародыша будут откладываться в таких местах на первой плоскости решетки, которые находятся в более прочно связанном положении, чем у «полукристалла» и, которые представляют места роста кристалла. Вот почему мы рассмотрим образование двухмерных зародышей только из той плоскости решетки, которая наиболее крепко связана с подложкой (собственным кристаллом).

Обозначим через  $\psi_1$  и  $\psi'_1$  работы отрыва (при действии сил между соседями первого порядка) одной строительной частицы соответственно из соседнего слоя и из слоя к которому она принадлежит, а  $\psi_2$  и  $\psi'_2$  работы отрыва соответственно при действии сил между вторыми соседями.

$\psi_3$ -работа отрыва при действии сил между третьими соседями.

1. На рис. 1. представлена первая плоскость решетки базисной грани, находящейся в непосредственном контакте с подложкой (собственным кристаллом). Каждая строительная частица этой плоскости решетки окружена шестью вторыми соседями. Равновесной формой двухмерного зародыша является правильный шестиугольник, так как каждая строительная частица находящаяся на вершине шестиугольника имеет работу отрыва ( $\varphi_1 = 3\psi_2 + \psi_0$ ) равную работе отрыва в поло-

жении «полукристалла» ( $\varphi_{1/2}^{0001} = 3\psi_2 + \psi_0$ ), где  $\psi_0$  работа отрыва одной строительной частицы от подложки (собственного кристалла). В этом случае, согласно теории Странского-Каишева [2], двухмерный зародыш будет устойчивым, так как выполнено условие  $\varphi_1 \geq \varphi_{1/2}^{0001}$ .

Работа образования двухмерного зародыша будет

$$(1) \quad A_{0001} = \frac{1}{2} \sum \kappa_i L_i = 3\kappa_i L_i$$

где  $\kappa_i L_i$  соответственно удельная периферийная энергия и длина  $i$ -ого ребра. Периферийная энергия дается работой, которую надо

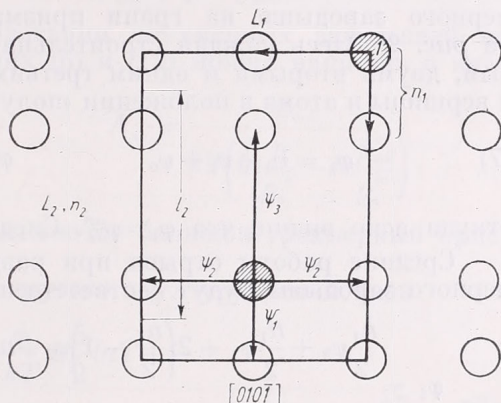


Рис. 2 — 2. ábra

совершить при разрыве двух рядов, для того чтобы образовать длину, которая приходится в среднем на одну строительную частицу с периферии, деленной на эту удвоенную длину ( $\kappa_{0001} = \psi_2 / L_1$ ). Принимая во внимание, что  $L_1 = n l_1$ , где  $n$  число атомов в периферийном ряду, для работы образования двухмерного зародыша на базисной грани (0001) получаем

$$(2) \quad A_{0001} = 3n\psi_2$$

$n$  можно вычислить из уравнения Томсона—Гиббса, модифицированного Странским и Каишевым [2] в виде

$$(3) \quad kT \ln \frac{p}{p_{0001}^{\infty}} = \varphi_{1/2} - \bar{\varphi}$$

где  $p$  давление паров в газовой фазе, а  $p_{0001}^{\infty}$  — равновесное давление паров на бесконечно большую двухмерную сетку,  $\bar{\varphi}$  средняя работа отрыва для одной частицы, полученная при разрушении одного периферийного ряда двухмерного кристалла

$$(4) \quad \bar{\varphi} = \frac{\sum_1^n \varphi_i}{n} = \frac{2n\psi_2 + (n-1)\psi_2 + n\psi_0}{n} = 3\psi_2 + \psi_0 - \frac{\psi_2}{n}$$

Подставив работу из «полукристалла» ( $\varphi_{1/2}^{0001} = 3\psi_2 + \psi_0$ ) и (4) в (3), для  $n$  получаем

$$(5) \quad n = \frac{\psi_2}{kT \ln \frac{P}{P_{\infty}}} \frac{P}{P_{0001}}$$

Подставляя  $n$  в (2) выражаем работу как функцию пересыщения

$$(6) \quad A_{0001} = \frac{3\psi_2^2}{kT \ln \frac{P}{P_{\infty}}} = \frac{b_{0001}}{kT \ln \frac{P}{P_{\infty}}}$$

где  $b_{0001} = 3\psi_2^2$

2. Аналогичным образом вычисляем и работу образования двухмерного зародыша на грани призмы, сетка которой представлена на рис. 2. Здесь каждая строительная частица окружена одним первым, двумя вторыми и одним третьим соседом. Работы отрыва атома у вершины и атома в положении «полукристалла» будут соответственно

$$(7) \quad \varphi_1 = \psi_1 + \psi_2 + \psi_0 \quad \varphi_{1/2}^{oi} = \frac{\psi_1}{2} + \psi_2 + \frac{\psi_3}{2} + \psi_0$$

откуда ясно видно, что  $\varphi_1 > \varphi_{1/2}^{oi}$ . Следовательно зародыш устойчив.

Средние работы отрыва при разрушении граней  $L_1$  и  $L_2$  двухмерного зародыша будут соответственно

$$(8) \quad \varphi_1 = \frac{\frac{n_1}{2}\psi_3 + \frac{n_1}{2}\psi_1 + 2\left(\frac{n_1}{2} - 1\right)\psi_2 + n_1\psi_0}{n_1} = \frac{\psi_1}{2} + \psi_2 + \frac{\psi_3}{2} + \psi_0 - \frac{2\psi_2}{n_1}$$

$$\varphi_2 = \frac{n_2\psi_2 + \frac{n_2}{2}\psi_1 + \left(\frac{n_2}{2} - 1\right)\psi_3 + n_2\psi_0}{n_2} = \frac{\psi_1}{2} + \psi_2 + \frac{\psi_3}{2} + \psi_0 - \frac{\psi_3}{n_2}$$

Определение средней работы отрыва  $\bar{\varphi}_1$  получаем посредством одновременного разрушения двух рядов молекул, ввиду того что ряды в плоскости решетки зародыша связаны неодинаково.

Для того чтобы зародыш был в равновесии необходимо, чтобы средние работы отрыва всех граней зародыша были равны между собой, т. е. чтобы было выполнено условие  $\bar{\varphi}_1 = \bar{\varphi}_2$ , откуда получаем соотношение

$$(9) \quad \frac{n_2}{n_1} = \frac{\psi_3}{2\psi_2} = \frac{2l_2}{3l_1} > 1$$

т. е. из условия равновесия получаем, что форма двухмерного зародыша на грани призмы является прямоугольником. Здесь  $l_1$  и  $l_2$  расстояния, обозначенные на рис. 1 и 2. Равновесие между кристаллом и газовой фазы, которое дается модифицированным уравнением Томсона—Гиббса, в нашем случае приобретет вид

$$(10) \quad kT \ln \frac{P}{P_{oi}} = \varphi_{1/2} - \bar{\varphi}_1 = \varphi_{1/2} - \bar{\varphi}_2 = \frac{2\psi_2}{n_1} = \frac{\psi_3}{n_2}$$

откуда для числа атомов  $n_1$  и  $n_2$  в периферийных рядах  $L_1$  и  $L_2$  на грани призмы, получаем выражения

$$(11) \quad n_1 = \frac{2\psi_2}{kT \ln \frac{p}{p_{0101}^\infty}} \quad n_2 = \frac{\psi_3}{kT \ln \frac{p}{p_{0101}^\infty}}$$

Принимая во внимание удельные периферийные энергии ( $\kappa_1 = \psi_3/2l_1$ ;  $\kappa_2 = \psi_2/l_2$ ) и длины сторон зародыша ( $L_1 = n_1 l_1/2$ ;  $L_2 = n_2 l_2/2$ ), а также (1) и (11), для работы образования зародыша получаем выражение

$$(12) \quad A_{0101} = L_1 \kappa_1 + L_2 \kappa_2 = \frac{p}{kT \ln \frac{p}{p_{0101}^\infty}} = \frac{b_{0101}}{kT \ln \frac{p}{p_{0101}^\infty}}$$

3. Выражения работы образования двумерных зародышей на базисной и призматической гранях (6) и (12) можно написать в виде

$$(13) \quad A_{0001} = \frac{b_{0001}}{kT \left( \ln \frac{p}{p_0^\infty} - \ln \frac{p_{0001}^\infty}{p_0^\infty} \right)} \quad A_{0101} = \frac{b_{0101}}{kT \left( \ln \frac{p}{p_0^\infty} - \ln \frac{p_{0101}^\infty}{p_0^\infty} \right)}$$

где  $p_0^\infty$  — давление пара на один бесконечно большой трехмерный кристалл.

Путем вычитания одного на другого двух уравнений вида

$$(14) \quad \ln p = -\frac{\varphi}{kT} + \frac{5}{2} \ln T + i$$

для  $p_0^\infty$  и  $p_{0001}^\infty$  или  $p_{0101}^\infty$  получаем возможность выразить  $\ln \frac{p_{0001}^\infty}{p_0^\infty}$  и  $\ln \frac{p_{0101}^\infty}{p_0^\infty}$  посредством разностей работ отрыва в положении «полукристалла» в случаях трехмерного и двумерного зародышей.

$$(15) \quad \ln \frac{p_{0001}^\infty}{p_0^\infty} = \frac{\varphi_{1/2}^0 - \varphi_{1/2}^{0001}}{kt} = \frac{\frac{\psi_1}{2} + \frac{3}{2}\psi_1' + 3\psi_2' + \frac{\psi_3}{2} - \varphi_0}{kT} = \frac{a_{0001}}{kT}$$

$$\ln \frac{p_{0101}^\infty}{p_0^\infty} = \frac{\varphi_{1/2}^0 - \varphi_{1/2}^{0101}}{kT} = \frac{\frac{3}{2}\psi_1' + 2\psi_2 + 3\psi_2' - \varphi_0}{kT} = \frac{a_{0101}}{kT}$$

где  $\varphi_{1/2}^0 = \frac{\psi_1}{2} + \frac{3}{2}\psi_1' + 3\psi_2 + 3\psi_2' + \frac{\psi_3}{2}$  — работа отрыва одного атома в положении «полукристалла» в случае трехмерного зародыша.

Имея в виду, что  $\psi_1 \gg \psi_2 \gg \psi_3$  при малых пересыщениях, путем сравнения выражений для  $a_{hki}l$  и  $b_{hki}l$  получаем

$$(16) \quad a_{0001} >_{0101} b_{0001} >_{0101} b_{0101}$$

откуда следует, что  $A_{0001} > A_{0101}$ , т. е. при одинаковых условиях более выгодным является образование двумерных зародышей на грани призмы, являющейся более активной. При больших пересыщениях членами  $p_{hki}l/p_0^\infty$  в выражениях для работ (13) можно пренебречь по отношению к члену  $p/p_0^\infty$ . Тогда знаменатели в выражениях (13)

одинаковы и так как  $b_{0001} > b_{0101}$  снова получаем, что  $A_{0001} > A_{0101}$ . Эти именно выводы объясняют экспериментальный факт [3], что при малых и больших пересыщениях формой роста обыкновенно является гексагональная пластинка. Так как при этих условиях грань призмы более активна и получает возможность перемещаться параллельно самой себе, путем образования двухмерных зародышей.

В настоящей работе мы рассмотрели образование двухмерных зародышей льда на собственном кристалле, но, конечно, эти рассуждения можно отнести и к образованию зародышей льда из газовой фазы на посторонних подложках очень близких по своей структуре ко льду, как *AgI* и *PbI*. Следовательно, и для них можем принять, что при малых и больших пересыщениях более активными являются их грани призм.

*Флетчер* [4], вычисляя изменения энтропии при образовании зародыша льда на подложке, объясняет различие в активностях граней базиса и призмы существованием разноименно заряженных ионов на грани призмы и получает такой же результат для большей активности грани призмы.

В настоящей работе для объяснения активности ледообразующих веществ мы использовали структуру поверхности подложки и процессы эпитаксиального отложения льда на собственной и посторонней подложках. Этот метод дает возможность определить наиболее активную грань кристалла для различных веществ.

#### ЛИТЕРАТУРА

- [1] *Кръстанов, Л.*: Трудове на ЦМИ т. II, 1943.
- [2] *Странски, Н. и Кашиев, Р.*: УФН т. XXI, 1939.
- [3] *Мейсон, Б.*: Физика облаков, Гидрометеоиздат, Л. 1961.
- [4] *Fletcher, N. H.*: The journal of chemical physics, vol. 30, No 6, 1959.

### Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest V. Szabadság tér 17.), 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 zavartalan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közöljék.

TITKÁRSÁG

## Sedimentation in der Atmosphäre bei Persistenz der Eigenquellen des turbulenten Diffusionsstroms

*Sedimentation in the atmosphere with persistence of the intrinsic sources of the turbulent diffusion flux.* We shall investigate the downward motion of suspended matter in the atmosphere near the ground by introducing a persistence principle regarding the intrinsic sources of the turbulent diffusion flux. Considered phenomenologically, the persistence principle appears to be a reasonable assumption, especially as the theoretical consequences are in agreement with the observations of G. Schubert and W. Hänsch concerning the sedimentation of small salt particles at the bottom of the atmosphere.

✱

### 1. Symbole

- $X, Y, Z$  = orthogonales kartesisches Koordinatensystem mit zum Zenit orientierter  $+Z$  — Achse,  
 $N$  = Zahl suspendierter gleichförmiger Partikel in der Volumeneinheit als Funktion der Koordinaten  $(X, Y, Z)$  und der Zeit  $(t)$ ,  
 $U, V, W$  = Geschwindigkeitskomponenten der Partikel,  
 $S = -W$  = Sinkgeschwindigkeit der Partikel,  
 $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z}$  = substantieller Operator der Partikelbewegung,  
 $\vec{S} = (S_x, S_y, S_z)$  = Vektor des turbulenten Partikelstroms,  
 $\eta$  = Koeffizient der turbulenten Diffusion. Die übrigen Symbole sind im Text erklärt.

### 2. Einleitung

Wenngleich das Problem der Sedimentation in turbulenten Strömungen auf Grund der Turbulenz-Diffusions-Gleichung [8]

$$(1) \quad \left\{ \frac{d}{dt} - \text{div} (\eta \text{ grad}) \right\} N = 0$$

in sehr allgemeiner Weise durch die Bestimmung der Green'schen Funktion für das betrachtete Gebiet behandelt werden kann [3], empfiehlt sich in speziellen Fällen auch die Anwendung anderer Verfahren, z. B. der Gebrauch der Operatorenrechnung [4]. Komplizierend wirkt aber in jedem Fall die Tatsache, dass sich der Operator der Turbulenz-Diffusions-Gleichung (1) nicht in lineare Differential-Operatoren aufspalten lässt.

Bedenkt man weiter, dass selbst die in (1) verwendete einfachste Form

$$(2) \quad \vec{S} = -\eta \text{ grad } N$$

für den Zusammenhang des turbulenzbedingten Partikelstroms mit dem Gradienten der Partikeldichte hypothetische Elemente enthält und somit keineswegs den Grad apodiktischer Gewissheit besitzt, dass ferner „theoretically very little is known about the fluid dynamics of a mixture of discrete particles of arbitrary size and concentration with a fluid, where both are in turbulent motion“ [5], so erscheint es sinnvoll, auch andere mathematische Formulierungen des Problems zu entwickeln. Eine derartige Formulierung stellt die nachstehende Persistenz-Approximation für die Eigenquellen des Diffusionsstroms in turbulenten Strömungen dar.

\* Verfasser des Artikels: Prof. Dr. Marjan Čadež, Prirodno-Matematički Fakultat Univerziteta u Beogradu, Meteorološki Zavod, Beograd, Dobračina 16. Prof. Dr. Hans Ertel, Institut für Physikalische Hydrographie der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Berlin-Friedrichshagen, Müggelseedamm 260.

### 3. Die Persistenz-Approximation

Für ein homogenes und turbulenzfreies Strömungsfeld lautet die Kontinuitätsgleichung der Partikelbewegung

$$(3) \quad \frac{\partial N}{\partial t} = - \left\{ \frac{\partial (UN)}{\partial x} + \frac{\partial (VN)}{\partial y} + \frac{\partial (WN)}{\partial z} \right\},$$

oder

$$(4) \quad \left( \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z} \right) N = 0$$

da die Geschwindigkeitskomponenten ( $U, V, W$ ) hier konstant sind. Die Gleichung (4) besagt dann, dass jedes horizontal mit den Geschwindigkeitskomponenten  $U$  und  $V$  driftende und dabei mit der Vertikalgeschwindigkeit  $W = -s$  absinkende Volumeneinheitselement seine Partikelzahl beibehält (Persistenz der Partikeldichte). Im turbulenten Strömungsfeld geht diese Persistenz der Partikeldichte verloren, indem infolge der ungeordneten Zusatzkomponenten der Bewegung in Verbindung mit den Inhomogenitäten der Partikeldichte des  $N$ -Feldes ein turbulenter Partikelstrom  $\vec{S}$  auftritt. Dessen Divergenz  $\text{div } \vec{S}$  stellt die inneren Quellen (Eigenquellen) des Partikelstroms dar, so dass die Kontinuitätsgleichung der Partikelbewegung jetzt

$$(5) \quad \left( \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z} \right) N + \text{div } \vec{S} = 0$$

lautet, worin die  $U, V, W$  hier als „ausgeglichene“ Geschwindigkeitskomponenten (zeitliche Mittelwerte) aufzufassen sind.

Die Eigenquelle  $\text{div } \vec{S}$  jedes Volumeneinheitselements resultiert aus der Differenz eines auswärts- und eines einwärtsgerichteten Stromanteils. Wo die Partikeldichte gering ist, werden beide Anteile klein sein. Beim Absinken des Volumeneinheitselements in Gebiete mit grösserer Partikeldichte werden beide Anteile grösser werden, jedoch kann der Fall eintreten, dass ihre Differenz und damit  $\text{div } \vec{S}$  erhalten bleibt, so dass die Differentialgleichung

$$(6) \quad \left( \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z} \right) \text{div } \vec{S} = 0$$

eine Persistenz der Eigenquellen des Turbulenz-Diffusionsstroms zum Ausdruck bringt, die wir als den idealen Grenzfall der in Wirklichkeit nur „Quasi-Persistenz“ aufweisenden inneren Quellen betrachten. Dementsprechend bezeichnen wir die Gleichung (6) als die „Persistenz-Approximation“ der Eigenquellen des Turbulenz-Diffusionsstroms, die an die Stelle des Ansatzes (2) für den Strom selbst tritt.

Aus (5) und (6) resultiert dann die Differentialgleichung

$$(7) \quad \left( \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z} \right)^2 N = 0$$

zur Bestimmung des Feldes der Partikeldichte  $N$ .

### 4. Salzpartikel-Sedimentation in der Atmosphäre

Als ein Beispiel für die Anwendung der Differentialgleichung (7) soll die Sedimentation von Salzpartikeln in der Atmosphäre untersucht werden. Es ist bekannt, dass starke auflandige Stürme advektive Reichweiten von der Grössenordnung einiger hundert Kilometer (Künstenabstand im Binnenland) der aus dem aufgesprühten

Ozeanwasser entstehenden Salz — (Tröpfchen-) Partikel bedingen können [2], eine Tatsache, die sich als Transportphänomen in turbulenten Strömungen auch theoretisch begründen lässt. Von besonderem Interesse ist eine kürzlich von G. Schubert und W. Hänsch [6] untersuchte Sturmsituation, bei der tief im Landesinnern von Mecklenburg bis ca. 300 km Küstenabstand schwache, aber nachweisbare Meersalzablagerungen auftraten. Da in noch grösserem Küstenabstand keine Salzablagerungen nachweisbar waren, andererseits sich über dem Ozean zur Küste hin eine dem Sedimentationsgleichgewicht entsprechende vertikale Verteilung der Salzpartikel entwickelt (resultierender vertikaler Partikelstrom = Null), hat man anzunehmen, dass in diesem Fall ein Maximum der Salzpartikel-Sedimentation innerhalb eines Küstenstreifens von ca. 300 km Breite lag. Es soll hier untersucht werden, wie dieses Maximum aus der Lösung der Differentialgleichung (7) resultiert.

Die  $y$ -Achse unseres Koordinatensystems lassen wir mit der (geradlinigen) Küste zusammenfallen und orientieren die  $+x$ -Achse landeinwärts in Richtung des homogenen Windes  $U$ . Der Vorgang sei stationär und verlaufe in allen zur vertikalen  $x, z$  Koordinatenebene parallelen Ebenen in der gleichen Weise. Dann ist die Partikeldichte nur eine Funktion von  $x$  und  $z$ , also  $N = N(x, z)$ , und die Differentialgleichung (7) reduziert sich mit der Abkürzung  $s/U = \beta > 0$  auf

$$(8) \quad \left( \frac{\partial}{\partial x} - \beta \frac{\partial}{\partial z} \right)^2 N = 0,$$

die für das Partikelfeld über dem Festland  $x > 0$  gilt.

An der Küste  $x = 0$  tritt die mit Salzpartikeln vom Ozean ( $x < 0$ ) horizontalgeschichtete Luft im Sedimentationsgleichgewicht auf das Festland über, entsprechend den Randbedingungen

$$(9) \quad \left( \frac{\partial N}{\partial x} \right)_{x=0} = 0$$

und

$$(10) \quad N(0, z) = N(0, 0) \cdot \exp\{-\alpha z\},$$

wobei in (10) die Konstante  $\alpha > 0$  den reziproken Wert der Höhe  $H$  der äquivalenten homogenen Salzpartikel-Atmosphäre an der Küste gemäss

$$(11) \quad N(0, 0) \cdot H = \int_0^{\infty} N(0, z) dz$$

darstellt.

Die Randbedingung (9) beschreibt die Horizontalschichtung der Salzpartikeldichte, die Randbedingung (10) das Sedimentationsgleichgewicht für  $x = 0$ , wo die Differentialgleichung (8) keine Geltung hat.

Die diesen Randbedingungen (9) und (10) genügende Lösung der Differentialgleichung (8) lautet

$$(12) \quad N(x, z) = N(0, 0) \cdot (1 + \alpha bx) \cdot \exp\{-\alpha(z + \beta x)\},$$

wie durch Substitution von (12) in (8), (9) und (10) leicht zu bestätigen ist. Ersichtlich verschwindet das  $N$ -Feld und seine Ableitungen für  $z \rightarrow +\infty$ , wie es erforderlich ist.

Nach (12) ist die Gesamtzahl der Salzpartikel in einer von  $z = 0$  bis  $z = +\infty$  reichenden vertikalen Luftsäule vom Querschnitt  $1 \text{ cm}^2$ :

$$(13) \quad \int_0^{\infty} N(x, z) dz = \frac{N(0, 0)}{\alpha} \cdot (1 + \alpha \beta x) \exp\{-\alpha \beta x\},$$

und approximiert man den Vektor des turbulenten Partikelstroms durch seine dominierende Vertikalkomponente, also  $\vec{S} = (0, 0, S_z)$ , so ist nach (5)

$$(14) \quad A(x) = -U \frac{\partial}{\partial x} \int_0^{\infty} N(x, z) dz = \alpha \beta^2 U N(0, 0) \cdot x \cdot \exp\{-\alpha \beta x\}$$

der Partikelausfall am Erdboden pro Flächen- und Zeiteinheit. Die Funktion  $A(x)$  verschwindet für  $x = 0$  und  $x = +\infty$ ; sie besitzt ein Maximum bei

$$(15) \quad \dot{x} = \frac{1}{\alpha \beta} = U \cdot \frac{H}{s}$$

Mit den bereits an anderer Stelle [1] verwendeten numerischen Werten  $U = 15$  m/sec und  $H/s = 1,6 \cdot 10^4$  sec würde sich  $\dot{x} = 240$  km ergeben. Tatsächlich waren in dieser Entfernung von der Nordseeküste nach den Angaben von G. Schubert und W. Hänsch die Meersalzablagerungen besonders deutlich bemerkbar, aber in Anbetracht der Schwierigkeit, quantitative Ergebnisse über die Menge der Meersalzablagerungen zu erhalten, ist es sehr wohl möglich, dass das Maximum der ausgefallenen Salzpartikel der Küste näher lag. Dieses ist auch theoretisch möglich, da der oben verwendete numerische Wert für  $H/s$  nur hinsichtlich seiner Grössenordnung ( $10^4$  sec) gesichert ist, womit sich in diesem Fall grössenordnungsmässig  $\dot{x} = 150$  km ergibt. Aber auf jeden Fall liefert die Persistenz-Approximation (6) ein zwischen der Küste und der maximalen Reichweite der Meersalzablagerungen im Binnenland gelegenes Maximum des Salzpartikelausfalls am Erdboden, denn  $UH/s$  ist die Eindringtiefe (Reichweite) einer homogenen Salzpartikel-Atmosphäre der Höhe  $H$  bei ausgeschalteter Turbulenz, und diese Reichweite wird für eine inhomogene und turbulente Salzpartikel-Atmosphäre mit aufwärts abnehmender Partikeldichte natürlich vergrössert.

#### LITERATUR

- [1] Ertel, H.: Advektive Reichweite von Meersalzablagerungen im küstennahen Binnenland. Zeitschr. f. Meteorologie, Bd. 18, Berlin 1965, 43—45.
- [2] Fett, W.: Der atmosphärische Staub. Berlin 1958, 19—20.
- [3] Fortak, H.: Zur allgemeinen Berechnung von Suspensionsverteilungen in turbulenten Strömungen. Gerlands Beitr. zur Geophysik, Bd. 66, Leipzig 1957, 65—78.
- [4] Fortak, H.: Zur quantitativen Beschreibung der Passatstaubbfälle und verwandter Erscheinungen. Gerlands Beitr. z. Geophysik, Bd. 66, Leipzig 1957, 116—128.
- [5] Hinze, J. O.: Turbulence. An introduction to Its Mechanism and Theory. New York-Toronto-London 1959, 353.
- [6] Schubert, G. und W. Hänsch: Gegenüberstellung einiger Meteorologischer Elemente von Schwerin) Mecklenburg während der beiden Sturmperioden in der 2. Februar-Dekade 1962. Zeitschr. f. Meteorologie, Bd. 16, Berlin 1963, 271—275.
- [7] Schubert, G. und W. Hänsch: Beobachtung von Meersalzablagerung tief im Landesinnern von Mecklenburg nach dem zweiten Sturmtief am 16/17. Februar 1962. Zeitschr. f. Meteorologie, Bd. 16, Berlin 1963, 276—277.
- [8] Sutton, O. G.: Atmospheric Turbulence. Second Edition. London — New York 1955, 35.

✱.

## SZEDIMENTÁCIÓ A LÉGKÖRBEIN A TURBULENS DIFFUZIÓÁRAM SAJÁTFORRÁSAINAK PERZISZTENCIÁJA ESETÉN

A turbulens áramlásban fellépő szedimentáció problémája a legáltalánosabb formában a turbulens diffúzió alapegyenlete (1) alapján, a vizsgált tartomány Green függvényének meghatározása útján tárgyalható. Ezenkívül speciális esetekben más eljárások (pl. az operátorszámítás) alkalmazása is felmerülhet. Minden esetben komplikálja azonban a helyzetet az a tény, hogy a turbulens diffúziós egyenlet (1) operátora nem bontható fel lineáris differenciál-operátorokra. Emellett egyéb nehézségek is

felmerülnek. Ezért célszerű a problémáknak más matematikai megfogalmazását keresnünk. Egy ilyen megfogalmazást a turbulens diffúzióáram sajátforrásaira vonatkozó perzisztencia-approximáció nyújt.

Homogén és turbulenciamentes áramlási mezőben a részecskemozgás folytonossági egyenlete a következőképpen írható:

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z} \right) N = 0 \quad (4)$$

ahol az  $U$ ,  $V$ ,  $W$  sebességkomponensek értéke konstans. A (4) egyenlet szerint valamely állandó  $U$ ,  $V$ ,  $W$  sebességgel mozgó térfogatelemen belül az  $N$  részecskeszám változatlan (részecskesűrűség perzisztenciája).

Turbulens áramlási mezőben az  $N$  mező inhomogenitása és a rendezetlen járulékos mozgáskomponensek hatása következtében fellép egy bizonyos  $\vec{S}$  turbulens részecskeáram. Ennek divergenciája ( $\text{div } \vec{S}$ ) adja meg a részecskeáram sajátforrását, amelynek figyelembevételével a folytonossági egyenlet így alakul:

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z} \right) N + \text{div } \vec{S} = 0 \quad (5)$$

ahol az  $U$ ,  $V$ ,  $W$  sebességkomponenseket időbeli átlagértékeként kell felfognunk.

A  $\text{div } \vec{S}$  sajátforrások az egyes térfogatelemeken belül egy-egy be- és ki-áramlási részből tevődnek össze. Ahol a részecskesűrűség kicsiny, ott mindkét említett rész kicsiny, ahogy viszont a térfogatelem — süllyedése közben — nagyobb részecskesűrűségű tartományokba jut, a be és kiáramlási összetevők egyaránt növekednek. Így felléphet az az eset, hogy a  $\text{div } \vec{S}$  változatlan marad, amikor is a (6) differenciálegyenlet a turbulens diffúzióáram sajátforrásainak perzisztenciáját fejezi ki. Ezt az esetet úgy tárgyaljuk, mint a valóságban csupán kvázi-perzisztens sajátforrások ideális határ esetét. Ennek megfelelően a (6) egyenletet a turbulens diffúzióáram sajátforrásaira vonatkozó „perzisztencia-approximációnak” nevezzük s ez lép a (2) kifejezés helyébe. Ezek után az (5) és (6) formulákból az  $N$  részecskesűrűség meghatározására a (7) differenciálegyenlet adódik.

A (7) differenciálegyenlet alkalmazásának példaként a Szerzők a tengeri eredetű sőrészecskék szedimentációját vizsgálták meg. Különösen érdekesnek ígérkezett egy viharos helyzet (bővebb leírását lásd *G. Schubert* és *W. Hänsch* [6] dolgozatában) amikor *Mecklenburg* térségében a tengerparttól 300 km mélységig tapasztaltak jelentős sólerakódást. Figyelembe véve, hogy nagyobb távolságban már nem volt észrevehető sószedimentáció, másrésről azt a tényt, hogy az óceán és a part felett a szedimentációs egyensúlynak megfelelő vertikális részecskeeloszlás jön létre, feltehető volt, hogy a szedimentáció maximális értéke valahol a 300 km-es sávon belül helyezkedett el. A Szerzők a (7) formula alapján kísérletet tettek a maximális sószedimentáció helyének meghatározására. Számításaik során az [1] tanulmányban már szereplő numerikus értékeket ( $U = 15 \text{ m/s}$ ,  $H/s = 1,6 \cdot 10^4 \text{ sec}$ ) alkalmazták. Eredményül a maximális szedimentáció helyét  $x = 240 \text{ km}$ -t kaptak. A tengerparttól ilyen távolságban *G. Schubert* és *W. Hänsch* adatai szerint valóban igen nagy volt a sólerakódás. Azonban figyelembe véve a mérések bizonytalanságát könnyen előfordulhatott, hogy a szedimentáció maximuma a parthoz jóval közelebb lépett fel. Ez elméletileg is lehetséges, mivel a felhasznált numerikus értékeknek csupán a nagyságrendjét tudjuk biztosan, amiből  $x = 150 \text{ km}$  is adódhat eredményül. Mindenesetre megállapítható azonban, hogy a perzisztencia-approximáció reális eredményt nyújtott, mert a számított szedimentációs maximum helye a part és a maximális behatolás mélysége közé esett.

## О возможностях получения искусственных осадков из конвективных облаков

*A mesterséges csapadékkeltés lehetőségei gomolyfelhők esetén.* A szerző elméleti és gyakorlati kutatások alapján megvizsgálja a szilárd felhőelemek keletkezésére vonatkozó hőmérsékleti intervallumokat, valamint megállapítja a csapadékképződéshez szükséges jégmagkoncentrációkat. Kimutatja, hogy gomolyfelhőkben a csapadék a Bergeron-féle folyamat (jégkristályok növekedése a vízeseppek rovására) útján keletkezett nagyobb jégkristályok koagulációs növekedése által képződik. Az Ukrajnában végzett mesterséges esőkeltési kísérletek során a gomolyfelhőket szárazjég részecskékkkel szórták be. Az I. táblázat szerint, ha a behintési szint hőmérséklete  $-12^\circ$ , vagy ennél alacsonyabb volt, a felhő mindig adott csapadékot (a felhő vertikális kiterjedése nagyobb volt 3,6 km-nél). Az 1. ábra a behintési hőmérséklet ( $T_3$ ) és a felhők vastagságát ( $\Delta H$ ) adja meg abban a 322 esetben, amikor beavatkozást végeztek. E két paraméter alapján négy csoport különíthető el. Közülük csak az első csoportba soroltak adtak minden esetben csapadékot. A II. táblázat az első három csoportra azon szint hőmérsékletét adja meg, melyen a beavatkozást végezték. A 2. ábra a beavatkozási szintek gyakoriságát mutatja be általában konvektív (a), illetve zivatar felhőkre (b) vonatkozóan. Az adatok értékelése szerint zivatarfelhők esetén  $-4^\circ$ -os beavatkozási szintnél 5%-kal,  $-4^\circ$  és  $-12^\circ$  között 48%-kal,  $-12^\circ$ -os hőmérsékleti érték alatt 47%-kal sikerült a csapadék mennyiségét megnövelni. Ez a többlet nagyjelentőségűnek mondható.

✱

*Possibilities of Artificial Stimulation of Precipitation in the Case of Cumuliform Clouds.* On the basis of theoretical and practical researches the author investigates the temperature ranges for the formation of solid cloud elements as well as determines the concentrations of ice nuclei necessary for the formation of precipitation. He concludes, that in cumuliform clouds the precipitation forms as a result of coagulation-growth of larger ice crystals grown according to the Bergeron process (growth of ice crystals to the detriment of water drops). In rainmaking experiments carried out in Ukraine cumuliform clouds were seeded by dry ice particles. According to Table I, if the temperature of the seeded level was  $-12^\circ\text{C}$  or lower in every case precipitation was given by the cloud (the vertical extent of the cloud was larger than 3.6 km). Fig. 1 gives the seeding temperature ( $T_3$ ) and the thickness of the cloud ( $\Delta H$ ) in those 322 cases when seedings were carried out. On the basis of these two parameters, four groups can be separated. Among them only those groups belonging to the first group have given precipitation in each case. For the first three groups Table II gives the temperature of that level where the seeding was carried out. Fig. 2 presents the frequency of the seeded levels in generally for convective (a) and for cumulonimbus clouds (b). According to the appraisal of data in the case of Cb clouds they succeeded in increasing the depth of precipitation by 5 per cent at the seeding level of  $-4^\circ\text{C}$ , by 48 per cent between  $-4^\circ\text{C}$  and  $-12^\circ\text{C}$  and by 47 per cent below  $-12^\circ\text{C}$ . This surplus can be considered of great importance.

✱

В основе работ по искусственному вызыванию осадков из переохлажденных облаков лежит идея о возможном направленном вмешательстве в процессы конденсационного роста отдельных облачных элементов, за счет создания в них достаточного количества ядер кристаллизации, для обеспечения развития процесса осадкообразования по теории Бергерона—Финдайзена.

Очевидно, что для развития процесса образования осадков важен не только сам факт наличия твердой фазы, но и удельное количество центров кристаллизации, в зависимости от объема той части облака, в которой происходит конденсация, его водности и других условий.

\* Автор: Доктор географических наук Геннадий Федорович Прихотько, директор УкрНИГМИ (Киев). Доклад, сделанный на симпозиуме по физике облаков (Будапешт, 8—10 сентября 1965 г.).

Не менее важным является и то, чтобы кристалл, в процессе конденсационного роста достиг критических размеров, когда он начнет падать в облаке под действием гравитационных сил, что обеспечит процесс дальнейшего коагуляционного роста и, наконец, выпадение капли дождя. Для целей искусственного вызывания осадков важно, чтобы выпадающие осадки достигли земной поверхности.

Как указывалось, для обеспечения наиболее эффективного процесса образования осадков в смешанном облаке должно быть определенное количество центров кристаллизации относительно числа жидких капель.

*Бергерон* [1] и *Шифрин* К. С. [2, 3] считают, что оптимальным условиям роста ядра кристаллизации до необходимых размеров, отвечает наличие 1 кристалла на 1000 капель. При этом, при среднем диаметре облачных капель в  $10 \mu$ , при их перегонке на кристалл, диаметр последнего вырастет примерно до  $100 \mu$ , что обеспечит его падение сквозь облако под действием гравитационных сил и дальнейший его коагуляционный рост. Поскольку в  $1 \text{ м}^3$  облака находится, в среднем, порядка  $10^8$  капелек, то надо в том же объеме иметь порядка  $10^5$  льдообразующих ядер.

Изучению наличия числа центров кристаллизации в облаках в зависимости от температуры, термодинамических условий, примесей в капельках и др., посвящена обширная литература. Эти вопросы всесторонне изучались в лабораторных и полевых условиях.

*Финдайзен* и *Шульц* [4], на основании лабораторных исследований показывают, что образование ледяных частиц начинается в интервале температур от  $-6$  до  $-20^\circ$ . В начале их очень мало, около 1 в  $1 \text{ м}^3$ . При понижении температуры их количество растет непрерывно, но при температуре около  $-30^\circ$  оно нарастает скачком, примерно, с  $10^{-3}$  до 1 в  $1 \text{ см}^3$ . Есть два температурных порога появления ледяных частиц около  $-12^\circ$  и  $-30, -32^\circ$ .

*Цвилонг* [5], *Фурнье Д'Альб* [6], *Моссон* [7], *Лафарг* [8] и др. приводят данные о том, что есть еще один критический порог, когда при температуре в  $-41,2^\circ (\pm 0,4^\circ)$  все капли почти мгновенно замерзают.

*А. Д. Малкина* и *Е. Г. Зак* [9] на большом числе лабораторных исследований также показали, что замерзание капель зависит от их размеров, скорости охлаждения, степени концентрации растворов. Основным фактором является скорость охлаждения. При медленном охлаждении капли замерзают изнутри и при более низких температурах, при быстром охлаждении капли замерзают с поверхности и при более высоких температурах. При этом наблюдается и процесс «взрывания» капель, с выбросом большого числа осколков. Температура замерзания капли зависит от начальной температуры охлаждения, чем она ниже, тем при более низких температурах происходит замерзание. При большей концентрации растворов и наличии более мелких капель, замерзание их происходит при более низких температурах. Отсюда авторы делают вывод, что молодые, формирующиеся облака достигают более значительного переохлаждения, чем старые облачные слои. На замерзших с поверхности каплях происходит непосредственная сублимация водяного пара или выпадение облачных элементов в виде изморози. Наиболее активно этот процесс протекает при температурах от  $-12$  до  $-25^\circ$ .

Л. Г. *Качурин* [10, 11, 12] на основании теоретических и экспериментальных исследований получил, что в естественных облаках и туманах твердая фаза должна появляться в интервале температур  $-10$ ,  $-20^\circ$ . Только мелкокапельные облака, с большими вертикальными скоростями смещения, могут находиться в переохлажденном состоянии до значительно более низких температур. Автор подчеркивает, что часто отмечаемый в литературе максимум замерзания при  $-12^\circ$ , видимо, обусловлен тем, что при этой температуре имеет место максимум скорости перегонки водяного пара на кристаллы.

Б. В. *Кирюхин* и С. И. *Певзнер* [13] также получили, что на процесс замерзания капель оказывают влияние их размеры, наличие примесей, скорость охлаждения. Как указывают авторы, температуры замерзания, полученные применяемым ими методом уравновешенных в масле капель, оказались много ниже, чем при использовании метода термопар. Авторы считают, что метод уравновешенных капель дает более надежные данные.

Таким образом, лабораторные и теоретические исследования дают весьма разноречивые данные о температурных условиях замерзания капель воды. Это связано как с многообразием причин, влияющих на этот процесс, так и с трудностями в методике постановки исследований. Б. В. *Кирюхин* [14] показывает, насколько подчас разноречивы данные о замерзании капелек воды, приводимые отдельными авторами. Температуру замерзания капель колеблется в весьма широких пределах в зависимости от методов исследований. Капли, охлаждаемые на спаях термопары [15] замерзают при температурах  $-8$ ,  $-10^\circ$ , в запаянных сосудах [16] и в адиабатических камерах в пределах температур от  $-32$  до  $-41^\circ$ . А. Ф. *Малкина* и Е. Г. *Зак* [9] для капель облачной воды диаметром около 1 мм получили температуру замерзания в  $-10^\circ$ , а *Бигг* [17] для дистиллированной воды в  $-23,8^\circ$ . По *Малкиной* и *Зак* капли насыщенного раствора замерзают при  $-17^\circ$ , по *Холстейну* [8], *Цвилонгу* [5] около  $-40^\circ$  и ниже.

Еще сложнее изучение условий появления и роста ледяных частичек непосредственно в облаках. Здесь, наряду с сохранением всего многообразия причин, влияющих на этот процесс, возникают еще большие трудности методического порядка.

А. П. *Чуваев* [19], *Дей* [20], *Батан* и *Кассандер* [21], *Пикк* [22], *Фурне* [23], *Дессан* [24], *Пеплер* [25], *Крик* [26] приводят данные свидетельствующие о том, что льдообразующие ядра в облаках не наблюдаются вплоть до  $-12^\circ$ , и что они появляются в достаточном количестве при температуре в  $-20$ ,  $-25^\circ$ . *Бигг* [27], Е. *Смит*, *Кассандер*, *Тумей* [28], *Маккреди*, Г. *Смит*, *Тодд*, *Бессмер* [29], на основании проведенных наблюдений, указывают, что в среднем при  $-15^\circ$  насчитывается около 10 ядер на 1 м<sup>3</sup> облака, при  $-20^\circ$  порядка  $5 \cdot 10^2$  и при  $-25^\circ$   $2 \cdot 10^4$ . Аналогичные данные приводят *Шеффер* [30] и *Дербин* [31]. При температуре в вершине облака в  $-30^\circ$ , количество ядер должно достигать  $10^6$  на 1 м<sup>3</sup>, что обеспечивает условия для оптимального естественного вымывания влаги из облака.

*Шеффер* [32] приводит многочисленные данные наблюдений числа ядер кристаллизации в атмосфере на вершине горы Вашингтон и в долине Мохок, проведенных в 1947—48 гг., при самых различных условиях погоды. Эти наблюдения показывают, что концентрация ядер

сублимации колеблется в широких пределах. Так, при температурах около  $-6^\circ$  их не удалось обнаружить в ряде замеров, а в одном случае их оказалось 5—10 на  $1 \text{ см}^3$ . Максимальное количество отмечено их при температуре в  $-18^\circ$  ( $> 50$  на  $1 \text{ см}^3$ ).

*Брайам, Рейнольдс и Гарелл* [33] провели специальные наблюдения (в Нью-Мексико) при помощи радиолокаторов и фотографирования мощных кучевых облаков. Они установили, что при температуре выше  $-12^\circ$  не наблюдались облака, дающие радарное эхо, а при температурах от  $-12$  до  $-24^\circ$  наблюдалось до 80% облаков не дающих эхо. *Е. С. Селезнева* [34] и *Л. И. Красновская* [35] указывают, что конвективные облака могут существовать как чисто водяные до температуры  $-20$ ,  $-25^\circ$ .

По данным *Ладлама и Сандерса* [36] вершины *Cu cong* приобретают волокнистую структуру при температурах от  $-9$  до  $-23^\circ$ .

*Моррис* [37] отмечает, что лишь в одном случае отмечено выпадение осадков при температуре воздуха на верхней границе облака  $-6^\circ$ , и что при температуре ниже  $-21^\circ$  резко возрастает вероятность их выпадения.

*А. П. Чуваев* [19], *Баттан и Брайам* [38] показали, что наличие ядер кристаллизации и образование осадков из конвективных облаков различной мощности и температуры на их верхних границах различны в различных климатических районах.

*А. П. Чуваев* [39] также указывает, что приблизительно 80—70% кучевых облаков не достигает стадии оледенения и не дает осадков.

По самолетным наблюдениям в семи пунктах СССР, от западных границ до Урала *А. М. Боровиковым* и *Л. Г. Сахно* [40] было обработано почти 9000 измерений с данными о температуре и фазовых состояниях облаков. Переохлажденные капли наблюдались при температурах ниже  $-40^\circ$ . До  $-17^\circ$  капельножидкая фракция отмечена более чем в половине всех облаков, а в интервале  $0-10^\circ$  в 86% случаев. Чисто водяные облака наблюдались до температуры в  $-36,3^\circ$ . Отношение числа чисто водяных облаков к общему числу наблюдений при данной температуре — является показателем того, что капельки не замерзнут за весь период жизни облака. Эта вероятность близка к 79% при  $0$ ,  $-1^\circ$ , 30% при  $-12$ ,  $-13^\circ$  и 7% при  $-21$ ,  $-22^\circ$ , т. е. вероятность сохранения жидких капель достаточно велика даже при весьма низких температурах.

Повторяемость переохлаждения связана с географическим положением района. Переохлажденная фаза, при одной и той же температуре, переходит в кристаллическую быстрее в более теплых районах и в теплое время года, чем на севере и зимой.

Обнаружена и связь наличия разных фаз с высотой. До 2 км почти все переохлажденные облака имеют жидкую фазу. Более чем в 50% случаев она наблюдается на высоте в 4,5 км и только на больших высотах преобладает кристаллическая фаза.

Над Экспериментальным метеорологическим полигоном из 147 определений фазового строения в вершинах *Cu cong*, в 5 случаях облака имели кристаллическую структуру (при значениях температуры от  $-11,3$  до  $-16^\circ$ ), в 1 случае смешанную и в 141 — чисто капельную.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в естественных условиях, даже при очень низких температурах в вершине облака

обычно нехватает естественных льдообразующих ядер для обеспечения оптимальных условий осадкообразования. Это является одним из важных факторов, определяющих возможность искусственного вызывания осадков. Нашей задачей является создать искусственным путем в облаке такое количество ядер кристаллизации, чтобы оно привело к разрешению его коллоидальной неустойчивости.

В свете приведенных данных об условиях наличия ледяных кристаллов можно утверждать, что создание в облаках искусственным путем льдообразующих ядер целесообразно даже при температуре в вершинах *Cu cong* в  $-20$ ,  $-25^\circ$ .

Вторым важным фактором, определяющим условие образования осадков, является коагуляционный рост кристалла, на пути его падения сквозь облако, до размеров дождевой капли. По К. С. Шифрину при радиусе частицы  $>34\mu$  ее рост осуществляется в основном за счет конденсации, а при больших радиусах, в основном, за счет коагуляции. С учетом обоих процессов ледяная частица, начиная с вершины облака, за 13 мин. может вырасти до размеров дождевой капли  $d=2$  мм, пройдя при этом путь в облаке в 1800 м.

Расчеты условий выпадения осадков из кучевых облаков, с учетом наличия в них кристаллов, выполнены и другими авторами. В частности, Ладлам [41], задавая различные начальные условия влажности, температуры на нижней границе и др. получил критические мощности облаков, необходимые для образования ливней. Они колеблются в весьма широких пределах и в минимуме своем составляют около 1500 м, т. е. весьма близкую к величине, полученной К. С. Шифриным.

В наших исследованиях по искусственному вызыванию осадков на экспериментальном метеорологическом полигоне проводились специальные опыты по засевам *Cu cong* твердой углекислотой с самолетов, с целью определения значений температуры и вертикальной мощности этих облаков, при которых происходит образование осадков. По данным 94-х опытов получены результаты, приводимые в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Значения параметров *Cu cong*, определяющих возможность вызывания из них осадков

	П а р а м е т р ы		
	Температура на уровне засева (градусы)	Вертикальная мощность облака ( $\Delta H$ ), км	Вертикальная мощность переохлажденной части облака ( $\Delta H_p$ ), км
Осадки выпадали и достигали земли во всех случаях воздействий .....	$-12$ и ниже	$\geq 3,6$	$\geq 2,2$
Искусственные осадки не выпадали .....	$- 4$ и выше	$\leq 2,1$	$\leq 0,6$

В этой таблице приведены крайние значения параметров, по которым можно судить о том, при каких из них можно ожидать, что облако или совсем не дает осадков, или они выпадут со 100%-й вероятностью.

При температуре воздуха на уровне засева в  $-12^{\circ}$  и ниже, или его мощности в 3,6 км и больше во всех случаях воздействий выпадали осадки, доходящие до земной поверхности. Во второй строке этой же таблицы приведены значения тех параметров, при которых воздействия или вовсе не приводили к выпадению осадков, или сопровождались столь слабыми дождями, которые, в лучшем случае давали полосы падения, но до земли не доходили. В интервале между крайними значениями каждого из параметров, встречаются определенные количества случаев, когда удается вызывать искусственные осадки. Так, например, в интервале температур воздуха от  $-4,1$  до  $-8^{\circ}$  осадки удавалось вызывать из 43% засеянных облаков, а в интервале температур от  $-8,1$  до  $-12^{\circ}$  в 56%. Соответствующие значения имеют место и при рассмотрении других параметров.

При температуре воздуха на верхней границе облака  $-4^{\circ}$  толщина слоя с отрицательными температурами будет порядка 600—700 м (если принять средний вертикальный градиент температуры в облаке  $\gamma = 0,6^{\circ}/100$  м). По-видимому, такая мощность недостаточна для конденсационного роста кристалла до таких размеров, чтобы он начал падать в облаке. Коагуляционный рост облачных элементов зависит от длины пути их пробега. Средняя температура воздуха на нижней границе *Cu cong*, в условиях степной зоны Украины равна  $7^{\circ}$ . Если опять принять  $\gamma = 0,6^{\circ}/100$  м, то мощность облака, при температуре на верхней границе в  $-4^{\circ}$ , составит около 1900 м, т. е. она практически равна той критической величине в 2,1 км (табл. 1), при которой не удастся вызывать искусственные осадки, доходящие до земли. При температуре на верхней границе в  $-12^{\circ}$ , мощность облака уже будет порядка 3,2 км, т. е. она близка к той величине, которая необходима для получения осадков доходящих до земли во всех случаях воздействий. При этой температуре на верхней границе мощность переохлажденной части должна равняться 2 км, т. е. опять же она оказывается очень близкой к величине полной вероятности вызывания осадков для параметра  $\Delta H_{п}$ .

Боуэн [42] приводит данные о том, что осадки выпадали во всех случаях засева облаков при температуре на их верхних границах в  $-7^{\circ}$  и ниже. Возможно, что такое различие с полученными нами данными, связано с географическими особенностями Австралии, где Боуэн проводил свои исследования. Большая мощность облаков, иные высоты нижних границ и нулевой изотермы — приводят к иным условиям выпадения осадков. Вызывает сомнения представление Боуэна о том, что осадки достигают земли, если высота нижней границы облака не превышает его вертикальной мощности. Видимо это правило не является универсальным для всех условий. В условиях степей Украины из кучевых облаков мощностью до 2000 м вызывать осадки, доходящие до земли, удается редко, хотя нижнее основание этих облаков может находиться и на меньших высотах. Опп, Фрейзер и Петти [43] из 33 опытов в Канаде получили, что при температуре в вершине *Cu cong* от 0 до  $-3^{\circ}$  осадки выпали в 3 случаях из 10. Во всех случаях осадки выпадали, начиная с температуры в  $-16^{\circ}$ . Этот вывод получен на основании 3-х засевов. Облака, дававшие доходящие до земли осадки, имели мощность около 2000 м, при сильных дождях больше 2400 м, а мощность переохлажденной части превышала 1600 м. Леопольд и

Холстед [44] по данным 51 опыта с теплыми облаками на Гавайях, засевавшихся сухим льдом, получили, что осадки или полосы падения наблюдались при мощности облаков не менее 2200 м и отсутствовали при мощности менее 1300 м.

Данные Орра и др. о получении осадков из облаков с температурой в вершине от 0 до  $-3^\circ$  могут быть объяснены только при условии, что эти облака были мощными и теплыми с большой водностью, как это имело место на Гавайях [44]. Что касается получения осадков во всех случаях засева при температуре в  $-16^\circ$ , а не в  $-12^\circ$ , как это получено нами, требует еще проверки, хотя может это и связано с малым числом опытов в Канаде.

Но, любой, отдельно взятый параметр, не может определить с достаточной вероятностью эффект воздействия. Облако может быть слабо

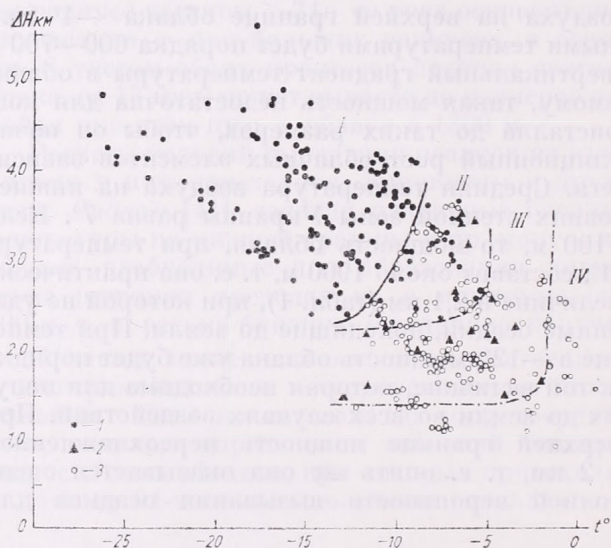


Рис. 1.

развито по вертикали, но иметь значительный объем и достаточно развитую переохлажденную часть, большую водность и может дать существенные осадки. Возникла необходимость построения комплексного критерия, включающего хотя бы две характеристики, которые определяют состояние облака с точки зрения возможности стимулирования выпадения из него осадков.

После изучения различных параметров было решено использовать в качестве критерия значения температуры воздуха на уровне засева облака  $T_3$  и его мощность  $\Delta H$ . На рис. 1 приведен график «критерия  $T_3$ — $\Delta H$ » для конвективных облаков, полученных на основе анализа материалов 322 засевок кучевых облаков. По оси абсцисс отложены значения  $T_3$ , по ординате  $\Delta H$ .

По результатам этого анализа можно выделить 4 группы облаков. Каждая из них отмечена на рис. 1 римской цифрой. К I группе отнесены облака, из которых во всех случаях засевок, выпадали осадки, доходившие до земли. Ко II группе относятся облака, 50% которых дают осадки, а III группы только 10%, да и то слабые. Из облаков IV группы не удавалось вызывать даже полос падения.

Такой график является удобным в практической работе по засевам облаков, т. к.  $T_3$  и  $\Delta H$  легко определяются в полете. Конечно, образование осадков не зависит только от температуры и мощности облаков. Связано оно и с водностью и их объемами, стадией развития, и другими факторами. Поэтому какой-то процент облаков, подходящих по значениям  $T_3$  и  $\Delta H$  под 1 группу не дает осадков при их засевах. Но это относительно редкие случаи и, поскольку, нами выработывался критерий для целей массовых засевок облаков, такого рода характеристики вполне приемлимы.

Данные по этому комплексному критерию хорошо совпадают с расчетными значениями необходимой величины мощности облаков, при которых должно наблюдаться образование дождевой капли. К. С. Шифрин [45] и Ладлам [41] показали, что для образования ливневой капли у основания облака, его мощность должна быть не менее 1800—1500 м. Такие условия имеют место при наличии облаков III группы по комплексному критерию  $T_3$ — $\Delta H$ .

Этот критерий может быть использован и для подразделения конвективных облаков по их видам. Сейчас нет каких-либо обоснованных характеристик, которые дали бы возможность разделить *Cu cong*, *Cu med* и *Cu hum* между собой. Имеется несколько предложений определения *Cu cong* по их мощности. А. П. Чуваев и Г. Т. Крюкова [46] относят к *Cu cong* облака мощностью в 1500 м, Е. С. Селезнева [34] в 1000 м, Л. П. Никаноров и А. П. Чуваев [47] в 2000 м. Основным обоснованием этих цифр является то, что авторы по визуальным наблюдениям замечали, что при таких мощностях иногда облака приобретали волокнистую структуру в своих вершинах.

Таблица 2

Средние значения температуры воздуха на уровне засева *Cu cong*

	Май	Июнь	Июль	Август	Сезон	Число измерений
<i>Cu cong</i> (среднее)	—10,3	—13,0	— 9,2	— 9,3	—10,8	1643
<i>Cu cong</i> III группы	— 6,7	— 5,8	— 5,2	— 5,2	— 5,6	383
<i>Cu cong</i> II группы	— 7,8	— 8,8	— 8,5	— 7,9	— 8,3	315
<i>Cu cong</i> I группы	—12,0	—14,5	—14,0	—13,6	—13,6	945

Видимо мощности *Cu cong* в различных географических зонах будут неодинаковы, но принципы их определения должны быть одни. Использование для этих целей критерия  $T_3$ — $\Delta H$  является удобным. Целесообразно к *Cu cong* относить те облака, которые могут давать осадки при образовании в них твердой фазы, т. е. облака I, II и III групп по критерию  $T_3$ — $\Delta H$ . Облака IV группы должны быть отнесены к *Cu med*, а имеющие мощность до 500 м к *Cu hum*.

Рассмотрим значение температуры воздуха в вершинах *Cu cong*, подвергавшихся воздействиям с целью вызывания из них искусственных осадков.

Средние значения температуры воздуха на уровне засева *Cu cong* приведены в табл. 2.

Облака 1 группы имеют в вершинах, в среднем за сезон, температуру воздуха на  $8^{\circ}$  ниже, чем III и на  $5,3^{\circ}$ , чем II группа.

Из этой таблицы видно, что в среднем воздействия на конвективные облака выполнялись при температурах  $-5$ ,  $-14^{\circ}$ .

На рис. 2 приведены среднесезонные данные о повторяемости различных значений температуры воздуха на уровне засева облаков конвективных форм. На рис. 2 а эти значения даны по основным видам конвективных облаков, а на 2 б по трем группам мощных кучевых облаков.

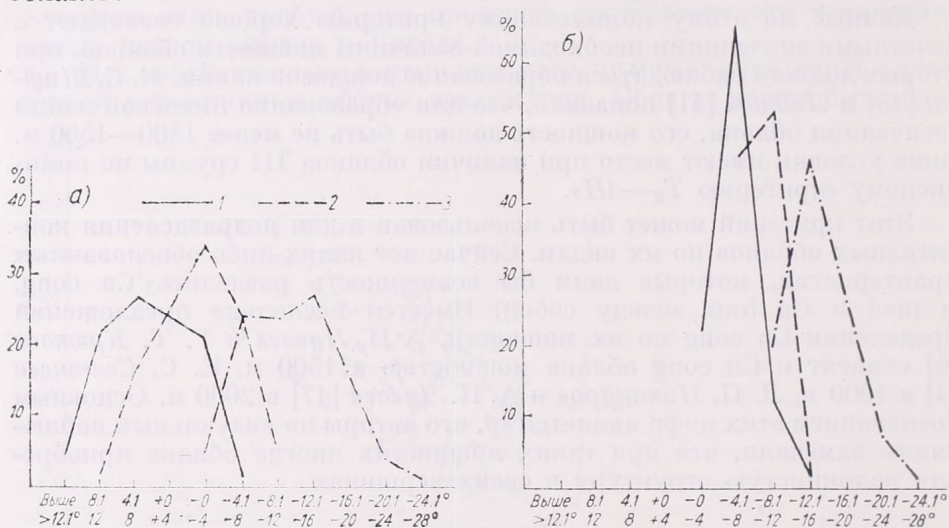


Рис. 2

На рисунках четко виден сдвиг значений повторяемости в сторону более низких температур пропорционально возрастанию мощности облаков. Для *Cu hum* максимум повторяемости отмечается для интервала температур от  $4,1$  до  $8^{\circ}$ . Причем в  $45\%$  случаев в вершинах этих облаков наблюдаются температуры от  $2,1$  до  $8^{\circ}$ .

У *Cu med* максимум повторяемости имеет место для температур от  $-0$  до  $-4^{\circ}$ . Причем в  $64\%$  случаев в их вершинах наблюдаются температуры от  $+2$  до  $-6^{\circ}$ . *Cu cong* (в среднем) не имеет столь четко выраженного максимума. Чаще всего на уровне засева этих облаков встречаются температуры от  $-12,1$  до  $-16^{\circ}$ , т. е. значительно ниже, чем у *Cu med*. В  $75\%$  случаев на уровне засева этих облаков отмечались температуры от  $-4,1$  до  $-16^{\circ}$ .

Облака III группы имеют резко выраженный максимум повторяемости в пределах температур от  $-4,1$  до  $-8^{\circ}$  ( $65\%$ ). При облаках II группы достаточно часто встречаются температуры на уровне засева в  $-8,1$ ,  $-12^{\circ}$  ( $52\%$ ) и в  $-4,1$ ,  $-8^{\circ}$  ( $46\%$ ). В  $77\%$  случаев в вершинах этих облаков наблюдались температуры от  $-6,1$  до  $-10^{\circ}$ . При облаках I группы, на уровне их засева, наиболее часто встречаются температуры в  $-12,1$ ,  $-16^{\circ}$  ( $45\%$ ). В  $57\%$  случаев эти температуры колеблются от  $-12,1$  до  $-18^{\circ}$ .

Из этих данных можно сделать некоторые выводы в отношении температурных условий, при которых производились засева облаков с

целью вызывания из них искусственных осадков. 1% облаков III группы имеют температуру в вершинах ниже  $-12^{\circ}$ , когда можно ожидать 100% эффективности воздействий (табл. 1) и 22% этих облаков имеет температуру на уровне засева выше  $-4^{\circ}$ . Все облака II группы имеют температуру ниже  $-4^{\circ}$ , причем 98% этих облаков засеивалось при температурах  $-4,1$  до  $-12^{\circ}$  и 2% при температурах ниже  $-12^{\circ}$ . Все облака I группы имеют температуру ниже  $-8^{\circ}$ . 20% их засеивалось при температуре на уровне засева от  $-8,1$  до  $-12^{\circ}$ , 80% от  $-12,1$  и ниже. Если учесть значения температуры воздуха, с точки зрения возможных результатов воздействий (табл. 1), то мощных кучевых облаков (в среднем) над ЭМП с температурами выше  $-4^{\circ}$  бывает 5%, от  $-4,1$  до  $-12^{\circ}$  — 48% и ниже  $120^{\circ}$  — 47%.

А. П. Чуваев указывает, что ход кривой повторяемости значений температуры в вершинах *Cu cong* является одним из признаков, по которому можно судить о начале оледенения вершин и перехода их в *Sb*. Таковым является тот интервал температур, который наиболее часто встречается в вершинах *Cu cong*. Этот признак, конечно, не является абсолютным, но он может быть использован как косвенный критерий установления возможного предела самых низких значений температур, на которые еще целесообразно производить воздействия. Для южных районов А. П. Чуваевым таким пределом значения температур вершин облаков указывается интервал в  $-11$ ,  $-13^{\circ}$ . Количество *Cu cong*, встречающихся в его исследованиях с более низкими значениями температур в вершинах, резко убывает. Если принять такой критерий, то в наших измерениях, в среднем для *Cu cong*, убывание температуры воздуха в вершинах начинается с интервала  $-14,1$ ,  $-16^{\circ}$ , а для *Cu cong* I группы с  $-16,1$ ,  $-18^{\circ}$ . По этому признаку над районами Украинской степи наблюдается 80% мощных кучевых облаков, которые могут подвергаться воздействиям и являются резервом для получения дополнительных осадков. А из облаков наиболее мощных 85% II группы и 81% I группы. Эти цифры совпадают с указанной в той же работе А. П. Чуваева частью *Cu cong* (80—70%), которые естественным путем не переходят в ливневые, а затухают и не дают осадков.

Эти данные с достаточной убедительностью свидетельствуют о значительных возможностях получения искусственных дополнительных осадков из мощных кучевых облаков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- [1] Берджерон, Т.: Проблема искусственного регулирования осадков на земном шаре. Сб. «Физика образования осадков», ИЛЛ М., 1951.
- [2] Шифрин, К. С.: Кинетика образования осадков. Труды ГГО, в. 31 (93), 1951.
- [3] Шифрин, К. С.: О новом методе искусственного вызывания осадков. Труды ГГО, в. 31, 1951.
- [4] Финдайзен, В., Шульц, Т.: Экспериментальное исследование образования ледяных частиц в атмосфере. Сб. «Физика образования осадков», ИЛЛ М., 1951.
- [5] Цвилонг, В.: Сублимация в камере Вильсона. Сб. «Физика образования осадков», ИЛЛ М., 1951.
- [6] Фурье Д'Альб Э.: Опыты по конденсации водяного пара при температуре ниже  $0^{\circ}$  С. Сб. «Физика образования осадков», ИЛЛ М., 1951.
- [7] Mossop, S. C.: The freezing of supercooled water. Proc. Phys. Soc. v. 68, p. 193, 1955.
- [8] Lafargue, C.: C. R. Acad. Sci., 230, 2022, 1950.
- [9] Малкина, Е. Ф., Зак, Е. Г.: Механизм замерзания капель жидкости. Тр. ЦАО, вып. 9, 1952.
- [10] Качурин, Л. Г.: Замерзание монодисперсных водных аэрозолей. Изв. АН СССР, Сер. геофиз. № 2, 1951.
- [11] Качурин, Л. Г.: Замерзание полидисперсных водных аэрозолей. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1951.
- [12] Качурин, Л. Г.: Сравнение различных уравнений замерзания переохлажденных водных аэрозолей. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1959.

- [13] Кирюхин, Б. В., Певзнер, С. И.: Температура замерзания взвешенных в масле капель воды и растворов солей. Тр. ГГО, в. 57 (119), 1956.
- [14] Кирюхин, Б. В.: Основные результаты экспериментального определения температуры замерзания капель. Сб. «Исследование облаков, осадков и грозового электричества». ГИМИЗ, 1957.
- [15] Боровик-Романова, Т. Ф.: Переохлаждение водяных капель. Тр. ЛИЭМ, в. I, 1937.
- [16] Meyer, J., Plaff, W.: BAMS, 29, 173, 1935.
- [17] Bigg, E. R.: The supercooling of water. Proc. Phys. Soc. B. 66, p. 688, 1953.
- [18] Hollstein: Rep. & Trans. 716, 1947.
- [19] Чуваев, А. П.: Температурные границы начальной кристаллизации облаков. Ж. Метеорология и гидрология, № 3, 1960.
- [20] Day, C. J.: The occurrence of ice crystals in the free atmosphere. Met. Mag. 1954, 83, No. 986.
- [21] Battan, L., Kassarander A.: Experiments on treatment of summer cumulus clouds. J. Irrig. and Drain. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. No. 2394, March, 1960.
- [22] Picca, R.: Etudes sur la surfusion de gouttelettes d'eau. Bull. Obs. Puy de Dome, No. 2, 1954.
- [23] Fournet, M. J.: Ann. Chem. Phys. (3 Ser.), 46, 1856.
- [24] Dessens, H.: Sur l'apparition des particules glacées dans les cumulus, Bull. Observ. Puy de Dome, No. 1, 1953.
- [25] Pepper, W.: Z. f. angew. Met. 56, 173, 1939.
- [26] Krick, I. P.: Weather modification and its value to agriculture and water supply. Water and Water Engineering, 58, No. 698, 1954.
- [27] Bigg, E. K.: Ice-crystal counts and the freezing of water drops. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 81, 1955.
- [28] Smith, E. J.: Experiments in seeding cumuliform cloud layers with dry ice. Austr. J. Sci. Res. A. 2, p. 78, 1949.
- [29] Mac-Cready, P. B., Smith, T. B. and Todd, C. J. and Bessmer, K. M.: Report on the Pasadena Cooperative Program of ice nuclei measuring techniques to the Advisory Committee on Weather Control. Pasadena, Meteorol. Res. Inc., 1956.
- [30] Шеффер, В.: Образование ледяных кристаллов в лаборатории и в атмосфере. Сб. Физика образования осадков». ИИЛ М, 1951.
- [31] Durbin, W.: An Introduction to Cloud Physics, Part II, 1962.
- [32] Schaefer, V.: The natural and artificial formation of snow in the atmosphere. Trans. Amer. Geophys. Union, 29, No. 4, 1948.
- [33] Braham, R. R., Reynolds, S. E. and Harrell, J. H.: Possibilities for cloud seeding as determined by a study of cloud height versus precipitation. J. Meteorol., v. 8, 1951.
- [34] Селезнева, Е. С.: О границах вертикальной мощности конвективных облаков. Тр. ГГО, в. 93 1959.
- [35] Красновокая, Л. И.: Физические основы искусственных воздействий на переохлажденные облака с помощью хладореагентов. Тр. ЦАО, в. 58, ГИМИЗ, М., 1964.
- [36] Ludlam, F. H., Saunders P. M.: Shower formation in large Cumulus. Tellus, v. 8, No. 4, 1956.
- [37] Morris, T. R.: Precipitation in Arizona cumulus as a function of cloud size and temperature. Journal of Meteorology, 1957, vol. 14, No. 3.
- [38] Battan, L. J. and Braham, R. R.: A study of convective precipitation based on cloud and radar observations J. Meteor., XIII, p. 587, 1956.
- [39] Чуваев, А. П.: Об условиях, благоприятных для искусственного вызывания осадков из мощных кучевых облаков. Ж. Метеорология и Гирология, № 11, 1956.
- [40] Боровиков, А. М., Гайворонский, И. И. и др.: Физика облаков. ГИМИЗ, Л., 1961.
- [41] Ludlam, F. H.: The production of showers by the growth of ice particles. Quart. J. Roy. Met. Soc., 78, p. 343, 1952.
- [42] Bowen, E. G.: Australian experiments on artificial stimulation of rainfall. Weather, 7, p. 204, 1952.
- [43] Orr, J. L., Fraser, D. and Pettit, K. G.: Canadian experiments on artificially inducing precipitation. BAMS, vol. 31, No. 2, 1950.
- [44] Leopold, L. B. and Halstead, M. H.: First trials of the Schaefer — Langmuir dry-ice cloud seeding technique in Hawaii, BAMS, 29, p. 525, 1948.
- [45] Шифрин, К. С.: Кинетика образования осадков. Труды ГГО, в. 31 (93), 1951.
- [46] Чуваев, А. П., Крюкова, Г. Т.: Некоторые результаты исследований мощных кучевых облаков Тр. ГГО, в. 47 (109), 1954.
- [47] Никандров, В. Я., Чуваев, А. П.: Водность летних мощно-кучевых облаков в Северо-Западных районах ЕТС. Тр. ГГО в 020, 1953.

## On the method and first results of the long-range weather forecast in the Federal Hydrometeorological Institute in Belgrade, Yugoslavia

*A Jugoszláv Szövetségi Hidrometeorológiai Intézet távelőrejelzési módszere, és ennek első eredményei.* A dolgozat felsorolja azokat a távelőrejelzési módszereket, amelyeket az elmúlt évek során a jugoszláv szolgálatban kipróbáltak (szingularitások, időjárási típusok, analógiák, természetes szinoptikai periódusok, cirkulációs módszer, stb.). Az 1962 óta — eleinte kísérleti jelleggel — folyó egy hónapos távelőrejelzési eljárás részben a Namias-féle statisztikai, részben analógiás alapokon nyugszik. Ennek illusztrálására közli az 1965 márciusára készített távelőrejelzés néhány térképét, valamint az előrejelzés bevalását mutató grafikont. Több éves átlagban az előrejelzések 70%-a volt kielégítő.

✱

*Метод долгосрочных прогнозов, разработанный в Гидрометеорологическом институте Югославии и его предварительные результаты.* В работе перечисляются методы долгосрочных прогнозов, испытанные за последние годы метеорологической службой Югославии (методы календарных особенностей, типов погоды, аналогов, естественных синоптических периодов, циркуляции и т. д.). Метод прогнозов на срок порядка месяца, применяющийся с 1962 г., сначала в порядке опыта, базируется отчасти на статистических основах Нэмайеса, а отчасти на аналогах. Для иллюстрации приводятся некоторые прогнозируемые карты для марта 1965 г., а также график оправдываемости прогнозов. В среднем за несколько лет прогнозы оправдались на 70%.

✱

Recently a Long-Range Forecasting Group was established in the Federal Hydrometeorological Institute in Belgrade, Yugoslavia to meet the growing requirements of the economical life and for the information of the general public. This Group was in charge of preparing long-range forecasts for one month for the territory of Yugoslavia. After a careful study of the problem the first long-range forecasts were issued in 1962 but at first only for experimental purposes and not for public use. Before issuing long-range forecasts, the Group got acquainted with the following forecasting methods used in foreign Weather Services: method of correlation, method of singularities, methods based on different types of weather (described by American and German authors), method of analogies, method of natural synoptic periods, Namias' method based on the atmospheric circulation, etc.

Our long-range forecasting method is partly based on a statistical method similar to that of Namias, and partly on an analogous method.

The statistical method was applied since most of the long-range forecasting methods are based on statistical analyses, on long series of meteorological data, and on normal values of single meteorological elements. All three are included in our method. Besides these Klein's results were also used. On the basis of statistical analysis of data of four years we got close relations (the correlation coefficients ranging from 0,70 to 0,84) between the forecasted and the actual average monthly pattern of the 700 mb surface over the Northern Hemisphere, which is considered as a very good result. For operative purposes the same method was used to get prognostic charts.

The method of analogies was used together with the interpretation of weather elements (according to the method of Namias) in making long-range forecasts. We

\* Author: Zlatoje Čobanov scientific researcher of Federal Hydrometeorological Institute of Yugoslavia (Beograd, Birčaninova 6).

have to mention that a slight modification was done on this method by plotting the 700 mb pattern on the 500/1000 mb thickness chart. The above thickness lines were considered to be subjected to less rapid changes from time to time over the 700 mb level and the pattern of their anomaly-distribution was more convenient to find out analogies.

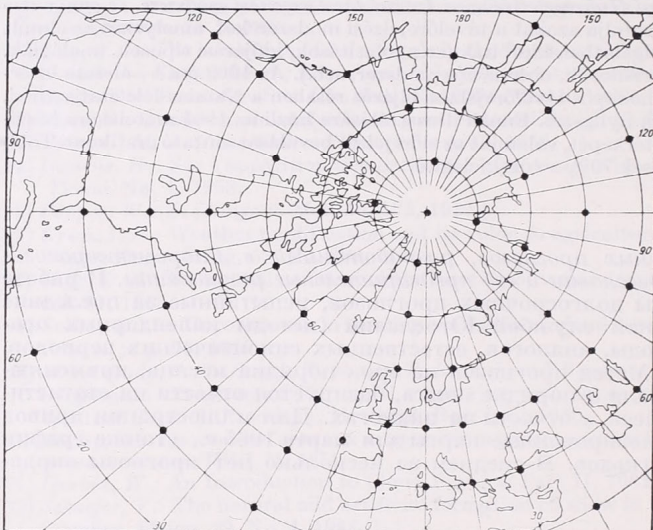


Fig. 1. Grid on the Northern Hemisphere by which thickness data were taken for the calculation of the prognostic charts

1. ábra. Rácshálózat az Északi Félgömbön az előjelzett térképek számításához szükséges relatív topográfia értékek leolvasására

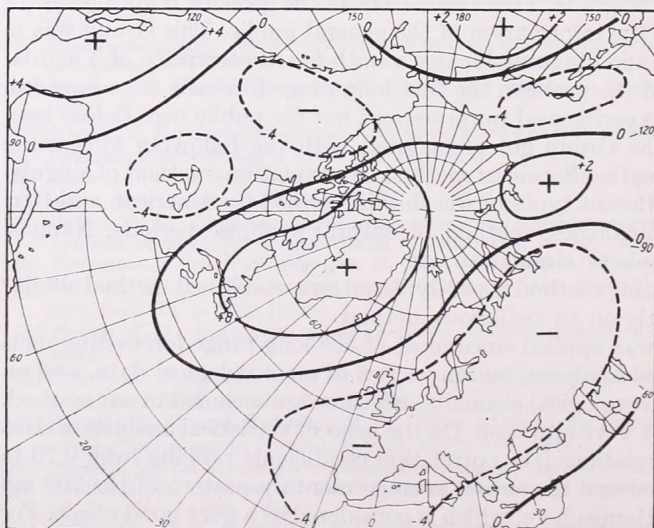


Fig. 2. Areas of positive and negative anomalies on the 15 days prognostic chart for March 1965

2. ábra. Pozitív és negatív anomáliák területei a 15 napra előrejelzett térképen (1965. március)

The present method resulting in long-range forecasts for one month is based on the assumption that similar patterns of the monthly anomalies of the 500/1000 mb thickness values are in connection with the same type of weather. Since the monthly anomalies of the thickness values on hemispheric scale depend mostly on the general

circulation, similar anomaly-pattern will be produced by similar type of general circulation. With an additional assumption — that the characteristics of the general circulation in succeeding months are in relation — these will form the bases of the forecasting procedure.

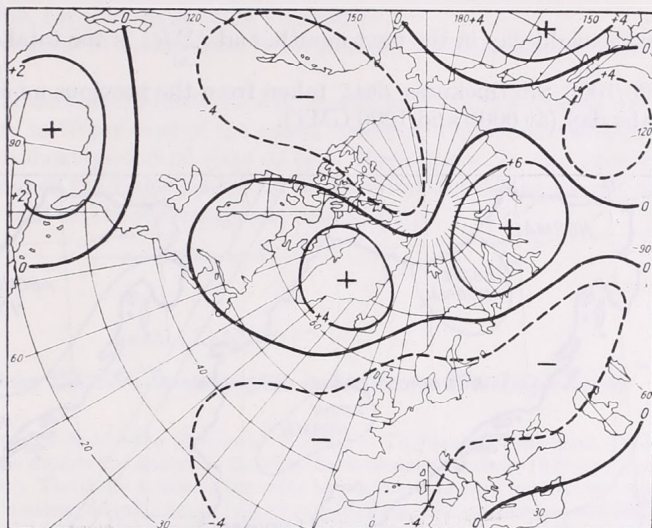


Fig. 3. Areas of positive and negative anomalies on the analogous chart for 15 days in March 1956

3. ábra. Pozitív és negatív anomáliák területei a 15 napra vonatkozó analóg térképen (1956. március)

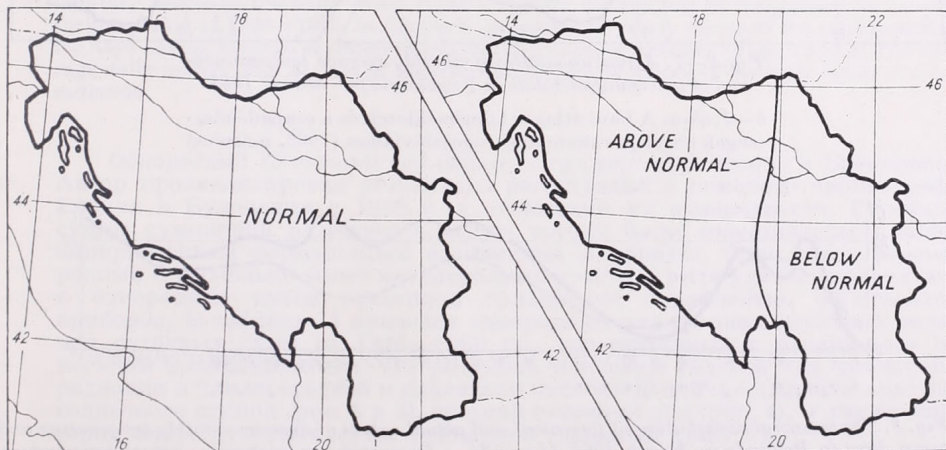


Fig. 4—5. Forecasted anomalies of the average monthly temperature and of the monthly precipitation totals in Yugoslavia for March 1965

4—5. ábra. Az átlagos havi hőmérséklet és a havi csapadékösszeg előrejelzett anomáliái Jugoszláviában (1965. március)

### The procedure of forecasting

According to Namias' method (1) the so called 15 days prognostic chart in each month was prepared on the basis of daily thickness values taken at 60 points on the Northern Hemisphere

$$T_{15} = \frac{1}{60} \left( 6 h_0 + 24 N' + \sum_{-30}^{-1} h \right) \quad (1)$$

where  $h_0$  is the 500/1000 mb thickness value at a given point on the day of forecasting,  $24 N'$  is the normal value of the 500/1000 mb thickness for 30 days if its centre falls on the eight day in the next month, and  $\sum_{-30}^{-1} h$  is the total of the daily means of the 500/1000 mb thickness data taken from the previous month and read out twice in each day (at 0000 and 1200 GMT).

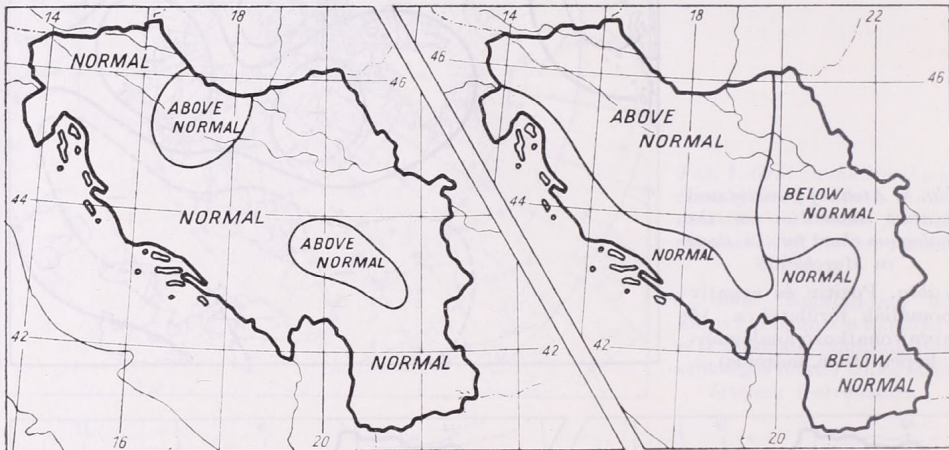


Fig. 6—7. Actual anomalies of monthly average temperatures and of precipitation totals in Yugoslavia for March 1965  
6—7. ábra. A havi átlagos hőmérsékletek és a csapadékösszegek tényleges anomáliái Jugoszláviában (1965. március)

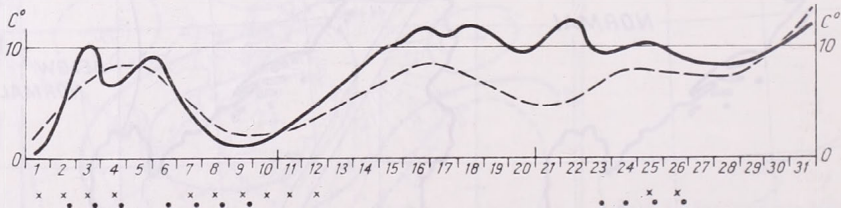


Fig. 8. The temporal distribution of forecasted and actual values of average monthly temperature and rainy days in Belgrade in March 1965 (Legend: --- forecasted temperature, — actual temperature, ● precipitation forecasted, × precipitation recorded)

8. ábra. A napi átlagos hőmérséklet és a csapadékos napok előrejelzett és tényleges értékeinek időbeli eloszlása Belgrádban (1965. március) (Jelölések: --- előrejelzett hőmérséklet, — tényleges hőmérséklet, ● előrejelzett csapadék, × mért csapadék)

In other words this chart is based on monthly average values taken from data of 15 days before and after the time of forecasting. On this map calculating the deviations from the normal values of the thickness for the same period a chart will be given which will clearly show the horizontal distribution of areas of positive and negative anomalies.

The next step is to select a thickness chart of the same or similar character (method of analogies) from the file and use it as a forecasting chart. This can be done because it is assumed that similar type of weather belongs to similar set of 500/1000 mb thickness pattern. In spite of the lack of skill in applying this procedure the results are encouraging. The whole procedure will be presented in one case making forecast for the month of March 1965, for the territory of Yugoslavia.

By the help of an analogous situation from 1956 weather forecast was prepared for March 1965 (Fig. 1—8).

Summarizing the so far achieved results we can conclude that for practical purposes they were satisfactory in 70 per cent of the cases, however, analogous situations were chosen from a rather short period of time of only three years. In the coming years beside the enlargement of the file-material for seeking out analogous situations greater emphasis has to be laid on the forecasting of precipitation.

---

*Takács Lajos:*

## **A teljes besugárzás 25 évi homogén adatsora Budapesten**

*25 Years Homogeneous Series of Solar Radiation (Direct + Diffuse) of Budapest.* From the view of homogeneity the author has analysed data had been measuring since 1936 by pyranographs of type Robitzsch. The daily totals of the solar radiation measured in clear weather were compared with the semiempirical normal values of Albrecht. The author has succeeded in homogenizing one more and several less inhomogeneous spells by indirect calibration of simultaneously operating devices. In Table 2 he presents the homogeneous series of the monthly means of the daily totals recalculated by multiplying factors varied by months for the period of 1936—1960. In figures he presents the yearly march of the solar radiation for days having average or different relative durations of sunshine (Figs. 1 and 3), the average daily march (Fig. 4), and in addition the frequency values of the daily totals of solar radiation.

✱

*Однородный 25-летний ряд данных о суммарной радиации в Будапеште.* Автор проанализировал результаты регистраций с помощью пиранографа Робиша в Будапеште с 1936 г. в отношении их однородности. Суточные суммы суммарной радиации в ясную погоду были сопоставлены с полуэмпирическими формальными величинами Альбрехта. Один очень неоднородный и несколько менее неоднородных участков ряда удалось превратить в однородные путем косвенной градуировки параллельно работающих приборов. В таблице II приведен однородный ряд средних месячных величин суточных сумм за 1936—1960 гг., пересчитанных с различными по месяцам коэффициентами. На рисунках показаны годовой ход суммарной радиации в дни со средней и различной относительной продолжительностью солнечного сияния (рис. 1 и 3), средний суточный ход (рис. 4), а также повторяемость суточных сумм суммарной радиации (рис. 5).

✱

Valamely hely sugárzáséghajlatának megismeréséhez, — a mérsékelt éghajlat alatt majdnem minden klimatológiai elemmel így vagyunk, — több éven át folytatott rendszeres mérés, ill. regisztrálás eredményei szükségesek. Budapesten már 1936 óta folynak regisztrálások *Robitzsch*-rendszerű piranográffal. 25—30 évi sugárzási sorozat már világviszonylatban is a leghosszabbak közé tartozik.

Azonban a hosszabb sorozatokkal kapcsolatban gyakran fennáll az a veszély, hogy az adatok egyöntetűsége (homogénitása) valami okból csorbat szenved. Sugárzásírók területén az egyöntetűség kisebb-nagyobb megváltozásának oka (a felállítás

helyének, környezetének teljes változatlansága, a feldolgozás módszerének szigorú azonossága esetén) legtöbbször a szükségessé vált műszercserékben, vagy a műszerek érzékenységének a csökkenésében keresendő. Budapesten 30 év során 11 különböző műszerpéldány volt működésben, közülük az egyik (a 116 266 gyári számú) több mint 13 éven keresztül.

Az íróműszerek ismételt és szinte állandósított hitelesítésével a műszerek egyedi szorzószámából fakadó esetleges homogenitási zavarok ugyan általában kordában tarthatók, azonban egyrészt utánhitelesítő mérés nem volt mindenkor végrehajtható a régebbi években, a kívánatos sűrűségben, másrészt viszont az is aggályosnak látszott, hogy az újabb meg újabb hitelesítő mérések elkerülhetetlen szóródása szerint a műszer szorzószámait minduntalan változtatgassuk. Sőt maga *Robitzsch* a műszerére alkalmazandó szorzószám vitájában [1] igen nyomatékosan felhívta a figyelmet arra, hogy az általa hitelesített és ilyen módon forgalomba került műszerek szigorúan összehasonlíthatók egymással, míg a különböző szerzők utánhitelesítési adatai az alkalmazott módszerektől és összehasonlító műszerektől függően igen jelentékenyen eltérők lehetnek. Az adatok nemzetközi és hálózatokon belüli összehasonlíthatóságát látta erősen veszélyeztetve abban az esetben, ha az általa megadott szorzószámoktól eltérő átszámítási tényezőt alkalmazunk. A változatlan szorzószámokhoz való ragaszkodás természetesen csak addig ésszerű, amíg a műszer érzékenysége föltehetően nem változott meg lényegesen.

Emiatt a negyvenes években és az ötvenes évek elején fő gondunkat a regisztrált adatok egymásközi összehasonlíthatóságának lehető legjobb biztosítására fordítottuk. Bár továbbra is folytak *Mörikofer* árnyékolási módszerével végzett ellenőrző kalibrálások is [2, 3], mindenkor igyekeztünk arra, hogy legalább Budapesten műszercserére a régi és az újhitelesítési műszer több havi párhuzamos működése után kerüljön csak sor. A homogenitást legalább utólag biztosító ezen módszer műszerhiány miatt nem volt alkalmazható sugárzásíróval ellátott vidéki állomásainkon.

Van azonban még egy másik, elvileg igen egyszerű kvalitatív módszer annak eldöntésére, hogy a sugárzásíró műszer érzékenysége idők folyamán lényegesen változott-e vagy sem, jóllehet magának az esetleges változásnak a mértékét kellő szabatsággal természetesen csak az utóhitelesítés adhatja meg közvetlenül, vagy párhuzamos működés alapján végrehajtott adatesatlakoztatással. *Thams* javasolt módszere [4] a következőkön alapszik:

Bármilyen nagyok is a napi sugárzási összegek ingadozásai az év folyamán a változás nélküli egyes napokon évről-évre, a teljesen felhőtlen vagy a legderültebb „sugárzási” napok értékei viszonylag csekély ingadozással szabályos évi járást tanúsítanak. Ha a teljes besugárzásnak a legderültebb napokon megállapított értékeit koordináta-rendszerben ábrázoljuk (ordináta: a teljes besugárzás napi összege sugárzási napon, abszcissa: a folyó idő, a naptári napok egymásutánja), akkor a simított évi járás tükrében a műszer érzékenységének esetleges ugrásszerű, vagy akár folyamatosan beálló csökkenése kvalitatíve jól megállapítható.

A műszerérzékenység ellenőrzésének ezt a módszerét az *I. táblázat* számadatai mutatjuk be. A 116 266 sz. műszer 1937 novemberétől 1944 februárjáig és 1945 decemberétől 1952 novemberéig 2 szakaszban, összesen 13 nyáron át volt működésben. Mind a 13 év három nyári hónapjában (június, július, augusztus) *azonos szorzószámmal* kiszámítottuk a besugárzás napi összegét minden olyan „sugárzási” napon, amikor a relatív napsütés (a regisztrált napfénytartam százalékos aránya a maximálisan lehetséges napsütéshez) 85% vagy ennél több volt. A sugárzási napok száma az *I. táblázat* első három oszlopában található. Az ilyen napokra megállapított teljes besugárzás havi átlagos értéke a következő három oszlopban, a havi maximuma pedig a további három oszlopban foglal helyet.

Az I. táblázat összeállításából világosan kitűnik, hogy a 116 266 sz. műszer érzékenysége 1949-ig észrevehetően nem változott, azután azonban rohamosan csökkent. Az érzékenység változása még jobban szembetűnik, ha az 1943-as év havi átlagait választjuk „normálértéknek” és ezek százalékában fejezzük ki a többi év legderültebb napjainak havi átlagait (a táblázat utolsó három oszlopa). Felhívjuk a figyelmet 1947 és 1948 magas számértékeire, elsősorban azért, mert a műszerérzékenység növekedése erre nehéz volna kielégítő fizikai magyarázatot találni.

### I. TÁBLÁZAT

*A  $R \geq 85\%$  relatív napsütésű napok száma a nyári hónapokban és a 116 266 sz. műszerrel ilyen napokon regisztrált teljes besugárzás átlaga, maximális és relatív értékei (cal.  $\text{cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ , ill. %) a működés 13 éve alatt*

Év	Sugárzási napok száma			A teljes besugárzás értékei sugárzási napon								
				átlagosan			maximálisan			viszonyítva 1943		
Hó	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
1938	6	8	6	607	579	520	645	605	535	95	95	101
1939	8	12	9	583	555	487	648	639	595	91	91	95
1940	1	6	4	590	586	500	590	618	517	93	96	98
1941	8	4	8	580	579	498	694	616	550	91	95	97
1942	7	9	14	623	605	483	674	643	590	98	99	94
1943	2	8	12	638	610	513	640	660	575	100	100	100
1946	6	13	13	631	597	526	661	643	570	99	98	103
1947	3	7	12	663	653	569	695	716	612	104	107	111
1948	5	8	8	710	618	564	735	640	620	111	101	110
1949	7	4	14	639	585	500	685	631	561	100	96	98
1950	4	7	9	543	506	406	568	531	477	85	83	79
1951	6	5	9	437	438	348	467	475	390	68	72	68
1952	5	12	12	395	382	335	420	423	362	62	63	65

Minthogy az I. táblázat viszonyzámaiban nemcsak az érzékenységváltozás nyilvánulhat meg, hanem a sugárzási napokon a teljes besugárzás természetes ingadozása elsősorban, — ezek a viszonyszámok még kb.  $\pm 10\%$ -os ingadozást tanúsíthatnak. A nyers viszonyszámok tehát minden további támpont nélkül, egyszerűen, nem használhatók fel arra, hogy segítségükkel az 1950—1952 évek nyilvánvalóan megromlott homogénitását helyreállítsuk. Arra azonban az ilyen viszonyszámok *Thams* szerint is [4] kétségtelenül alkalmasak, hogy az érzékenység változásának tényét és körülbelüli nagyságát jelezzék. Sajnos, abszolút műszer, hitelesnek tekinthető aktinométer, illetve friss kalibrálású piranométer hiányában 1949 után és 1952 közepe előtt nem lehetett az érzékenység csökkenésének a mértékét számszerűleg megbízhatóan eldönteni.

1952 áprilistól a 3133 sz. friss kalibrálású műszer a régivel párhuzamosan regisztrált, úgyhogy a 116 266 sz. műszer regisztrálási szakaszának a végére rögzíteni lehetett a helyes szorzószámokat. Érvényességüket azonban nem lehetett utólag 1950-ig visszavetíteni, mert ha az új műszerrel történt hitelesítés alapján az 1952 májusára megállapított, javított szorzószámot már az 1950-es értékekre is alkalmaznánk, akkor pl. 1950. május 29-re túlságosan magas értéket ( $870 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) kapnánk, ami minden addigi maximális regisztrálást mintegy  $20\%$ -kal felülmúlna. A homogénitás helyreállításához finomabb elemzéssel azt is meg kellett és lehetett állapítani, hogy a hosszú időn át működött műszer romlása, amely nyilván fokozatos volt és nem ugrászerű, föltehetően mikor kezdődött, és milyen ütemben folytatódott a végső állapotig.

A finomabb homogénitási elemzés azonban feltételezi, hogy az ún. sugárzási napokra vonatkozóan legyen már valamiféle normálérték-sorozatunk az év majdnem

minden napjáról egyenletesen, mégpedig vagy megbízható regisztrálásokról tapasztalati úton, vagy méginkább: elmélet alapján a csillagászatilag lehetséges napsütés ekvivalens értékeiként.

Az első kísérlet hazai normálértékek megállapítására teljesen gyakorlati úton a budapesti maximális regisztrálások addigi anyagából 1946-ban történt. Az év folyamán legkiemelkedőbb értékeket a fent említett koordináta-rendszerben simuló, illetve burkoló görbével összekötöttük. A grafikus interpolálással rögzített számrajz és a belőle minden hó 15-ére kivett számsor Budapest éghajlata c. monográfiában jelent meg [5].

A legderültebb napok normálértékeinek megállapítása teljesen empirikus úton többféle nehézséggel jár. Egyrészt az évek során újabb meg újabb szélső értékek bukkanhatnak fel, és a maximális regisztrálások sem mindig felhőtlen időben jönnek létre. Másrészt: a derült napok nem egyenletesen fordulnak elő az év folyamán és így az évi járás finomabb megállapításakor az interpolálást megnehezítik. A harmadik bizonytalanság pedig abból ered, hogy az ún. sugárzási napok kalória-összegei még ingadozókat tanúsítanak, ui. még teljesen felhőtlen égbolt esetén is igen különböző lehet a légkör átlátszósága és ezzel a közvetlen sugárzás meg a szórt sugárzás nagysága és aránya.

Mint hogy pedig az egész napon át tartó teljesen felhőtlen időjárás a mi szélességeinken meglehetősen ritka jelenség, a sugárzási napok tapasztalati normálértékeinek a megállapításához olyan napok adatait is célszerű segítségül venni, amikor a nap folyamán némi felhőzet is előfordul: általában a 80—85—90%-on felüli relatív napsütésű napok adatát. Emiatt az ilyen, teljesen tapasztalati úton megállapított klimatológiai normálértékeknek már a meghatározása sem teljesen egységes és egyértelmű. Mindezek a hátrányok *Collmann* [6] szerint elkerülhetők akkor, ha teljesen elméletileg levezethető vonatkozási értékekre térünk át.

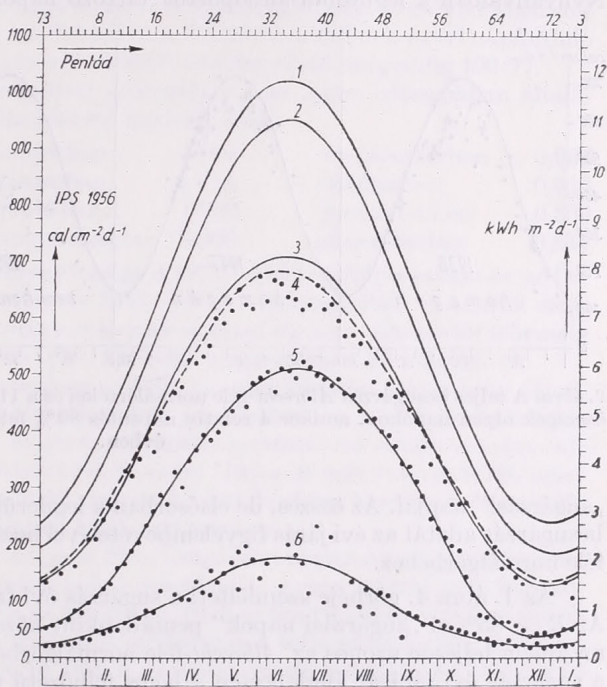
A legegyszerűbb elméleti alapot a közvetlen napsugárzás extraterresztrikus napi összegei nyújtják. Ez az értéksor bármely földrajzi szélesség számára az elfogadott napállandóból, a Nap zenittávolságából, a nappal csillagászati hosszából és a napdeklínáció évi járásából az év bármely napjára formulák alapján kiszámítható. *Milankovitch* [7] táblázatait Budapest földrajzi szélességére interpolálva az értéksor számrajza az 1. ábra legfelső görbéjén szemlélhető. Ez az értéksor, bár számtalan vonatkozásban elméleti tárgyalások számára igen hasznosnak bizonyult, bennünket most nem elégít ki két okból. Egyrészt túlságosan elérhetetlenül távol esik a légkör alján mérhető értékektől, másrészt bizonyos elvi összeférhetetlenség is látszik abban, ha a közvetlen napsugárzásból, és az égbolt szórt sugárzásából, meg a légkör ún. visszasugárzásából összetevődő teljes besugárzást (globálsugárzást) olyan sugárzásértékekkel mérjük össze, amelyek csak az első komponenszt tartalmazzák.

Ugyancsak teljesen elméleti értéksor meghatározására nyújt lehetőséget a *Rayleigh*-féle ideális légkör absztrakciója. Mint ismeretes, a teljesen vízgőz- és pormentesnek föltételezett műlégkörben csak az ún. primér szóródás gyengíti a Napból érkező sugárzást. Az új nemzetközi pirhéliométeres skála (International Pyrheliometric Scale, IPS 1956), továbbá az ún. szubozonális napállandó legújabbban elfogadott értéke ( $1,995 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} = 139,25 \text{ mW cm}^{-2}$ ) és a legmodernebb szóródáselméleti vizsgálatok szerint *Collmann* [8] teljesen felhőtlen időt és 0% albedót föltételezve, újraszámolva adta közre a „teljes besugárzás ideálértékei” elnevezéssel korábban már bevezetett értéksorait ötfokonként  $30^\circ$ — $65^\circ$  földrajzi szélességekre. A Budapestre interpolált ideálértékek az 1. ábra második görbéjén szemlélhetők.

A tényleges mérések számára ezek az ideálértékek szintén elérhetetlen határesetet jelentenek: a hozzámért relatív besugárzás mindig kisebb 100%-nál, felhőtlen időben. Ez a tény sok esetben előnyös és a regisztrálások meg a kiértékelések megbízhatóságá-

nak a próbakövűl is felhasználható: a jó regisztrálás napi összege derült időben elvileg nem lehet nagyobb a naptár szerinti ideálértéknél. Azonban a ténylegesen előforduló esetektől még mindig annyira távol állnak, hogy a derült időben regisztrált napi összegeket (az 1. ábra 3. és 4. görbáját) kerekén 40%-kal felülmúlják. Ezért a homogenitás vizsgálatának céljaira megfelelőbbnek látszanak a félempirikus formulákkal levezethető normálértékek.

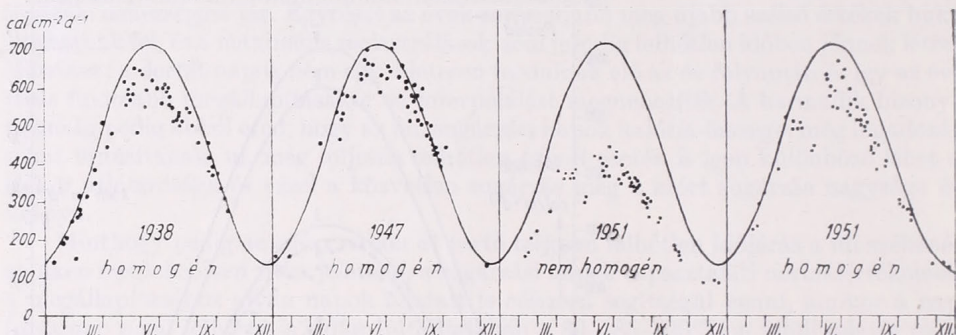
Ilyen normálértékeket folyóiratunk hasábjain már bemutattunk [9] Budapestre számítva, és mellettük ábrázolva az aerológiai obszervatóriumban 4 év során folyta-



1. ábra. A sugárzás napi összegeinek évi járása Budapesten. : 1 — extraterresztrikus sugárzás, 2 — Collmann-féle ideálértékek, 3 — Albrecht-féle normálértékek, 4 — a regisztrált teljes besugárzás felhőtlen időben, 5 — átlagos felhőzet esetén (az összes napok átlaga), 6 — teljesen borult időben. A pontok 25 évi (1936—1960) pentádatlagokat jelentenek.

tott regisztrálások összes napi értékeit a Robitzsch-féle piranográf alapján. A regisztrált értékek pontfelhőjének legmagasabb elemei az évi futásban igen jól simulnak az eredeti Albrecht-féle formula alapján számított normálgörbéhez. A legmagasabb pontok, a 4 év alatti maximális regisztrálások alig néhány százalékkal múlták fölül a megfelelő naptári nap felhőtlen időre vonatkozó normálértékét. Máshol is tapasztalt jelenség (pl. Turner [10] vizsgálataiban), hogy kevés, rövid ideig uralkodó, főként Cu felhőzet esetén több lehet a regisztrált globálisugárzás napi összegben is, mint teljesen felhőtlen napon. Az Albrecht-féle normálértékek évi járása mindenesetre sokkal közelebb áll a Robitzsch-féle piranográfal, derült időben nyerhető, lehető legmegbízhatóbb adatokhoz, mint Collmann ideálértékei. Éppen ezért a budapesti 25 évi adatsor homogenitásának vizsgálatában az Albrecht-féle normálértékeket vettük alapul, mint igen célszerűnek bizonyuló vonatkoztatást. Az 1. ábra 3. görbéje szemlélteti az Albrecht-féle módosított félempirikus formulával [11] kiszámított normálértékeket, amelyekben a budapesti, talajmenti párányomás átlagos évi járása és a Föld—Nap-távolság évi változásából eredő periodikus ingadás is szerepel. (Mint ismeretes, perihéliumban, január elején mintegy 7%-kal nagyobb az extraterresztrikus sugárzás, mint aféliumban, július elején).

A vizsgálatban az egyidejűleg regisztrált napfénytartam napi összegeit vettük még segítségül. Kiszámítottuk az elmúlt negyedszázad mindenegyus napjára a relatív napsütés értékét, azaz: a ténylegesen regisztrált órák számát a helyileg lehetséges tartam százalékában fejeztük ki. Az előállított adatsorból különválogattuk azokat a napokat, amelyeken a relatív napsütés 0% volt (teljesen napsütés nélkül maradó borult napok), továbbá azokat a napokat, amelyeken a relatív napsütés 1—19%, 20—40%, 41—60%, 61—80%, 81—100% között volt, illetve az utolsó csoportból még külön azokat a napokat, amelyeken a relatív napsütés a 85%-ot is meghaladta. Nyilvánvalóan a legutóbbi alcsoportba tartozó napok az időszak legderültebb, ún.



2. ábra. A teljes besugárzás *Albrecht*-féle normálértékei és a 116 2666 sz. műszerrel regisztrált napösszegek olyan napokon, amikor a relatív napsütés 80% felett volt az 1938., 1947. és az 1951 évben.

„sugárzási” napjai. Az összes, de elsősorban a legderültebb napokon regisztrált teljes besugárzás adatát az évi járás figyelembevételével hozzá mértük egyedileg az *Albrecht* féle normálgörbéhez.

Az 1. ábra 4. görbéje szemlélteti a sugárzás évi futását derült, felhőtlen időben. Az  $R \geq 85\%$ -ú „sugárzási napok” pentádonként közepelt értékének burkológörbéje majdnem teljesen azonos az *Albrecht*-féle normálgörbével. Az 1. ábra 5. görbéje jelzi a sugárzás évi járását Budapesten átlagos felhőzetű napon (valamennyi nap átlaga simítva), a 6. görbe pedig a teljesen borult (napsütés nélküli:  $R = 0\%$ ) napok évi futása, simítva. A görbék melletti pontok 25 évi pentádatlagokat jelentenek. Ez az előállítás a már homogénizált adatok alapján készült.

A homogénizálás közben követett eljárásunkról a 2. ábra nyújt mintát. Az *Albrecht*-féle normálértékek vonala mellett feltüntetett pontok a 116 266 sz. műszer szerint regisztrált sugárzást jelzik mindenegyus olyan napon, amikor a relatív napsütés a 80%-ot meghaladta. Itt az 1938., 1947. és 1951. évből több esetet mutatunk be, mint az I. táblázatban, hogy lehetőleg a téli félévből is nagyobb számban szerepeljenek értékek.

Ha azonos a műszer és változatlan a szorzószáma, — amint az I. táblázatban közölt havi átlagok alapján 1949-ig már valószínűsíthető volt —, akkor a derült időben végzett regisztrálások értékét a naptári napok szerint jelző pontok helyzete kis mértékben a normálgörbe körül ingadozik, (lásd a 2. ábra első két részábráját). Megfordítva: ha a derült napok pontjainak helyzete nem tér el lényegesen a normálgörbe vonalától, akkor az egyedi szorzószám helyességére, tehát a homogénítés fennmaradására lehet teljes joggal következtetnünk, közvetlen hitelesítések hiányában is.

Ha viszont jelentékenyebb a pontok elmaradása a normálgörbéhez képest (mint a harmadik részábrán 1951 eredetileg közölt adatai), akkor ez a műszerérzékenység

csökkenésére, a homogenitás megromlására hívta fel a figyelmet. Ugyanez az értéksor a homogenizálás után már ismét jól simul a normálgörbéhez (a 2. ábra 4. részlete).

Az *Albrecht*-féle normálértékek, a relatív napsütés és a működési szakaszok elején s a végén végzett párhuzamos regisztrálások segítségével kritikailag vizsgáltuk végig minden műszer adatát. A vizsgálatok során sikerült feltárnunk és a párhuzamos regisztrálások alapján utólag megszüntetnünk nemcsak ezt a három éven át durván jelentkező ahomogenitást, hanem néhány enyhébbet is. A párhuzamos regisztrálások részletes statisztikai elemzése során [12] fény derült arra is, hogy a 25 év során felhasznált műszerek közül az egyik (sajnos, éppen a leghosszabb időn át működésben volt 116 266 sz. műszer) szorzószámának évi járása a többiétől (a téli és a nyári napforduló között általában elfogadott 18%-os változástól) némileg elütő, mégpedig 100:77.

A 60°-os napmagassághoz rögzített szorzószámot az egyes hónapokban általában a következő tényezők alkalmazásával módosítottuk:

januárban	0,857	májusban	1,004	szeptemberben	0,956
februárban	0,895	júniusban	1,014	októberben	0,913
márciusban	0,940	júliusban	1,009	novemberben	0,869
áprilisban	0,979	augusztusban	0,990	decemberben	0,844

míg az Időjárás Havijelentés Magyarországról 1937—1956. évfolyamaiban és az Országos Meteorológiai Intézet Évkönyvei 1937—1956. évfolyamaiban az adatok megállapítása csak évszakonként változtatott szorzószámmal történt: októbertől februárig 0,82, márciusban és szeptemberben 0,90, áprilistól augusztusig 1,00 tényezővel.

A műszerre alkalmazandó szorzószám 1938. évi szakirodalmi vitája után [1] ui. következetesek maradtunk az akkor elfogadott javaslatához: az élv folyamán háromféle szorzószám használatához. A havonta súlyozott szorzószámok alkalmazására való áttérés más szerzők példájára (többek közt *Sauberer* [13] és *Matzke* [14]) és WMO ajánlásra [15] hivatkozva történt. Az 1957. január 1. előtt közlésre került adatok egyébként a régi, ún. Smithsonian-skálában kifejezett értékek.

Mint hogy a fenti okok miatt az egész 25 évi sugárzási anyagot amúgy is alaposan át kellett vizsgálnunk és újraszámítanunk, célszerű volt egyben áttérni az új nemzetközi pirhéliométeres skálára is. Ez az áttérés az 1913-as Smithsonian-skálában közölt adatoknak mindössze 2%-os, de rendszeres csökkentését tette szükségessé. Ez az átszámítás az eltérés rendszeressége és nem a nagysága miatt indokolt, ha tekintettel vagyunk a műszer által elérhető pontosságra.

A fent vázolt kritikai mérlegelés és újraszámítások után, — minthogy a működési szakaszok elején és a végén rendszerint megvolt a műszeres csatlakozás, ill. közvetett hitelesítés lehetősége (1944 decembere után, sajnos, elmaradt ez a lehetőség) —, véleményünk szerint a budapesti adatsor homogenitását sikerült kielégítő módon helyreállítanunk akkora pontosságon belül, amelyet a *Robitzsch*-féle piranográf egyáltalán megenged. Ez a pontosság a napi összegértékekben az *IGY Manual* [15] szerint nem jobb mint +5—10%. A valószínű kiegyenlítődéssel miatt a klimatológiai átlagértékekben ez a megbízhatóság természetesen valamivel jobb. A havi és a sokévi átlagértékekben véleményünk szerint  $\pm 5\%$ -on belül marad.

A II. táblázatban közölt adatsor tehát klimatológiailag homogén és annyira megbízható, amennyire egyáltalán lehetséges. Ez az adatsor a leghosszabb tényleges regisztrálás Magyarországról és sugárzáséghajlati vizsgálatokban mindaddig erre kell támaszkodnunk, amíg a műszertechnikailag egy fokozattal tökéletesebb termoelemes regisztrálásból kellő hosszúságú sorozat nem áll majd rendelkezésünkre.

Tehát a II. táblázat a teljes besugárzás napi összegeinek havi átlagát tartalmazza havonként 1936-tól kezdve, az új pirhéliométeres skálában kifejezve,  $\text{cal cm}^{-2} \text{ dies}^{-1}$  egységekben. Véleményünk szerint nem havi összegekben, hanem a napi összegek havi átlagában való közlés felel meg jobban a piranográfok által megengedett pontosság-

nak, mert így a táblaértékeknek legfőljebb az utolsó számjegye, az is legfőljebb csak 2—3 egységre bizonytalan. A sugárzási értékek ily módon való kifejezésének másik előnye az, hogy ezáltal megszabadulunk az egyenlőtlen hosszúságú hónapok színező hatásától az évi járásban, a hónapok értékeinek egymással való összehasonlításában.

## II. TÁBLÁZAT

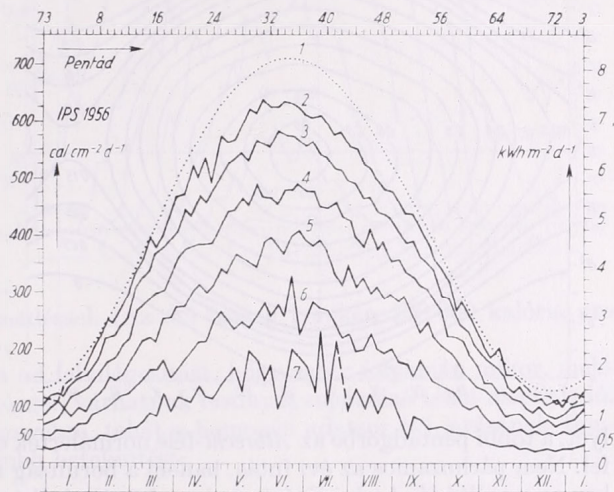
*A teljes besugárzás átlagos napi összegei; Budapest O. M. I. (cal cm<sup>-2</sup> dies<sup>-1</sup> IPS 1956)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év
1936	(62)	(128)	246	329	397	507	526	395	318	139	65	46	264
1937	72	115	173	290	509	540	471	368	323	193	63	42	264
1938	79	168	266	326	416	540	476	371	316	171	75	31	270
1939	50	133	197	393	365	482	506	374	319	114	51	44	252
1940	60	132	236	337	340	413	506	388	276	145	79	48	247
1941	64	106	232	267	389	452	459	398	327	171	55	62	250
1942	51	103	184	273	436	506	509	424	343	205	73	51	264
1943	57	150	284	375	478	446	512	462	312	207	84	32	284
1944	68	94	188	347	411	432	434	423	296	131	81	32	246
1945	(46)	(140)	(241)	359	449	504	471	418	321	230	126	58	281
1946	85	157	257	431	480	541	533	450	367	206	59	50	302
1947	77	88	235	426	447	527	542	504	397	252	90	62	305
1948	64	146	324	408	505	517	522	455	350	198	75	35	301
1949	84	166	282	397	451	542	486	425	345	208	52	55	292
1950	83	123	265	331	497	533	495	438	286	199	64	25	279
1951	62	128	159	358	386	467	485	403	264	207	82	48	255
1952	46	103	231	361	437	508	498	438	293	176	50	68	268
1953	73	165	349	370	448	465	601	444	376	229	95	50	306
1954	82	139	203	319	466	483	471	461	352	207	86	58	278
1955	49	111	184	367	471	452	406	333	285	142	58	45	243
1956	84	136	208	355	405	441	523	429	379	191	87	43	274
1957	68	129	275	381	381	590	483	461	330	193	76	59	286
1958	77	103	255	323	550	448	582	506	362	188	29	48	291
1959	64	128	274	361	449	477	490	437	353	230	62	37	281
1960	58	111	203	357	427	504	459	471	297	164	66	43	264
1961	53	91	248	349	423	507	494	455	358	155	53	48	270
1962	62	103	174	340	408	464	457	459	322	196	58	51	259
1963	54	106	207	307	395	454	454	375	302	186	98	47	250
1964	58	137	163	365	437	495	500	388	317	159	86	38	262
1965	48	151	234	262	384	440	468	388	315	207	—	—	—
M <sub>25</sub>	67	128	238	354	440	493	501	427	328	188	71	47	274
Absz. max.	213	335	502	617	752	764	745	674	554	413	240	192	—

A II. táblázat utolsó soraiban összehasonlításul és a teljesség kedvéért közlésre kerül a legutóbbi öt év adata is, ahol homogénizálásra már nem volt szükség. 1936 első két, továbbá 1945 első három hónapjának értékei zárójelben vannak, annak jelzésére, hogy ezek nem teljes havi regisztrálások eredményei, hanem a sorozat teljessége kedvéért pótlások, mégpedig ama szoros kapcsolat alapján, amely a napfénytartam a felhőzet és a besugárzás értékei között fennáll. A táblázat alsó két sorában közöljük a teljes besugárzás napi összegeinek 25 évi (1936—1960) átlagát havonta és a napi regisztrálások 25 évi abszolút maximumait ugyancsak havonta. Eszerint a napi értékek abszolút maximumai, télen három-négyszeresen, nyáron mintegy másfélszeresen múlhatják felül az átlagértékeket. Az egész évet együttesen szemlélve sugárzásba

legbősegebb volt az 1953. ill. az 1947. év (átlag 306, ill. 305) és legszegényebb az 1955 év, napi átlagban 243 kalóriával négyzetcentiméterenként. A legnagyobb regisztrált érték 764 kalóriával 1958. június elsején fordult elő.

Az évi járás szerkezetét az 1. és 3. ábrán mutatjuk be pentádátlagokkal. Mind-egyik ábránk vízszintes tengelyén a hónapathárokon kívül a szokásos klimatológiai pentádok (jan. 1-től 5-ig, stb) középső napját skáláztuk (jan. 3., stb.). A függőleges tengelyt az ábra baloldalán a legutóbbi időkg szinte kizárólagosan használt kiskalóriák (grammkalória négyzetcentiméterenként, naponként =  $\text{cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) szerint skáláztuk, a jobboldalon pedig a sugárzás energia-természetének jobban megfelelő „kilo-



3. ábra. A teljes besugárzás napi összegeinek évi járása Budapesten az új nemzetközi pirhéliométeres skála szerint (IPS 1956). 25 évi (1936—1960) átlagos napi összegek pentádonként a relatív napsütés (R) szerinti csoportosításban.

1. Teljesen felhőtlen időben (Albrech-féle normálérték).

- |                             |               |                           |
|-----------------------------|---------------|---------------------------|
| 2. Túlnyomóan derült időben | rel. napsütés | $R \equiv 81\%$           |
| 3. Gyengén felhős időben    | rel. napsütés | $60 < R \equiv 80\%$      |
| 4. Közepesen felhős időben  | rel. napsütés | $40 \equiv R \equiv 60\%$ |
| 5. Erősen felhős időben     | rel. napsütés | $20 \equiv R < 40\%$      |
| 6. Túlnyomóan borult időben | rel. napsütés | $0 < R < 20\%$            |
| 7. Teljesen borult időben   | rel. napsütés | $R = 0\%$                 |

wattóra négyzetméterenként, naponként” =  $\text{kWh m}^{-2} \text{d}^{-1}$  egységekben. Az átszámítási kulcsot nemzetközi megállapodások szabályozzák: 1 Langley =  $1 \text{ cal}_{15} \text{ cm}^{-2} = 11,624 \text{ w h m}^{-2}$ , ill.  $1 \text{ cal}_{15} \text{ cm}^{-2} \text{ min}^{-1} = 0,069758 \text{ watt cm}^{-2}$ .

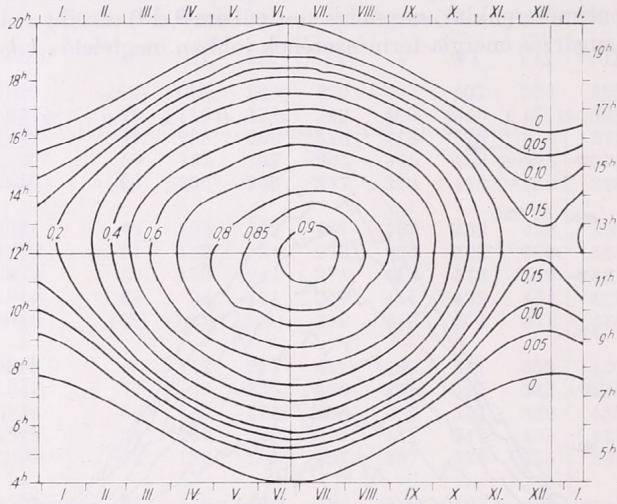
Amíg a legderültebb napok és a legborultabb napok értékeinek kiegyenlített évi futása szélső értékek szempontjából is szimmetrikus a legmagasabb és a legalacsonyabb napállások (VI. 22. a nyári és XII. 21. a téli napforduló) idejéhez képest, addig az átlagértékek tetőzése júliusra, a derültebb hónapra tolik el és a szimmetria megbomlik a nyárutó javára. (1. ábra, 5. görbe.) Az összes napok átlagában a legbősegebb sugárzást a 37. pentád (július legeleje) kapja:  $525 \text{ cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ . Az átlagosan legborultabb pentádban egy napra ennek az értéknek a tizedrésze sem jut: december 9-én  $44 \text{ cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ .

Az évi járásnak a középérték jelzéseinél finomabb struktúráját a 3. ábrán szemlélhetjük. Itt a relatív napsütés 20—20 százalékos értékhatárai szerinti csoportosításban különválogatott napok adatait átlagoltuk minden egyes pentádban. A 42. pentádban 25 év alatt sem fordult elő napsütés nélküli nap, a többi pentád minden csoportosításban népesnek bizonyult. Nyáron a derültebb, télen a borultabb időnek

megfelelő csoportok a népesebbek, ami megnyilvánul a görbék simább, ill. gyérebb benépesedés esetén zegzugosabb futásában.

Teljesen borult napon ( $R = 0\%$ ) nincs közvetlen napsugárzás, azaz a 3. ábra 7 görbéjét úgy lehet felfogni, mint az égboltsugárzás, a szórt sugárzás évi járását borult időben. Derültebb időben a szórt sugárzás értékei természetesen magasabbak.

A 3. ábrának azt a mezejét, amely a teljesen felhőtlen idő görbéje alatt foglal he-



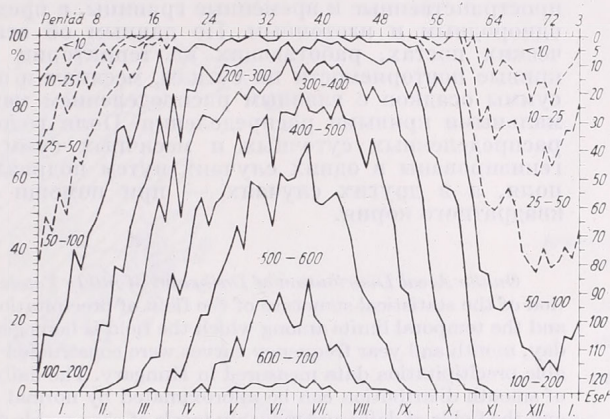
4. ábra. A teljes besugárzás átlagos napi és évi járása Budapestben (1936—1960) napóra szerinti időben. Mezőérték  $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$  egységekben. ( $0,1 \text{ cal cm}^{-2} \text{min}^{-1} = 69,76 \text{ W m}^{-2}$ .)

lyet, a többi pentádgörbe az *Albrecht*-féle normálérték egyenletes aránya szerint osztjuk fel. Nem párhuzamos az évi futás, hanem a borultság növekedésével arányosan csökken az amplitúdó. Az évi járást részletező 3. ábráról érdemes kiemelni azt, hogy a legmagasabb napjárású hónapokban (V., VI., VII.) a legborultabb napokon is több sugárzás ér a vízszintes síkra, mint a téli napforduló körül a legderültebb napokon.

Az átlagos évi járást az átlagos napi járással együttesen szemlélteti a 4. ábra izoplejtája. Az általában tizedkalóriákban (néhol még felező értékben is) skálázott vonalak futásából az derül ki, hogy amíg a délelőtt és a délután a delelés vonalához képest meglehetősen szimmetrikus, addig a nyári és a téli napforduló bejelölt vonalához képest a szimmetria lényegesen gyengébb. Nyártól télig terjedő félévben bősegebb a sugárzás e szerint az ábrázolás szerint is, mint téltől nyárig, — nyilván a felhőzet hasonló értelmű évi járása miatt. A maximális déli értékek ( $0,9 \text{ cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$  fölött) július elejére, a minimálisak (másfél-kéttized kalória) viszont december első felére tolnak el.

A teljes besugárzás napi összegeinek gyakorisági értékeiről az 5. ábra nyújt tájékoztatást. Az abszolút gyakoriság megállapítása pentádonként történt, mégpedig téli hónapok alacsony értékei és csekély variációs tágassága miatt egyenlőtlen osztályközökben: 10, 25, 50, 100  $\text{cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$  osztályhatárokkal (az ábrán szaggatott vonalak), a továbbiakban 100—100 kalóriás osztályközökben (folytonos vonalak). Az éloszlás szemmel láthatóan egyenetlen. Az összes napoknak mintegy 27%-a 100 kalória, 43%-a 200 kalória alatti értékkel szerepel, — az előbbieket együttesen az évi összegnek csak 13%-át, az utóbbiak is csak 18%-át adják. Nyáron a 100  $\text{cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$  értéknek alacsonyabb, télen ennél magasabb besugárzású napok alig fordulnak elő. 700 kalóriafeletti napi összegek május közepétől július végéig lépnek csak fel, de két-három ilyen nyári napon több sugárzást kapunk, mint decemberben vagy januárban egész hónap alatt összesen.

A 200—500 cal cm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> értékhatárok közötti napok februártól októberig, az év folyamán leghosszabb időn át és szinte állandóan, egyenletesen mintegy 40%-os viszonylagos gyakorisággal vannak képviselve, és az ilyen napok együttesen az évi összeg 51%-át adják. Az 500 kalória feletti napok áprilistól szeptemberig fordulnak elő,



5. ábra. A teljes besugárzás napi összegeinek gyakorisági eloszlása Budapesten (1936—1960) pentádonként. Baloldalt relatív, jobboldalt abszolút gyakorisági skála. Mezőérték: 100 cal cm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> = 1,163 kWhm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>.

az évi összegből 36%-os részesedéssel. (Az évi összeg kerekén 100 000 kalória pro cm<sup>2</sup>).

Az 5. ábra egyébként arra ad felvilágosítást, hogy az év folyamán mikor, mekkora gyakorisággal (valószínűséggel) várhatunk bizonyos sugárzásértéket meghaladó, vagy ez alatt maradó napi összegekre, tehát a homogén adatsor évi járásának finomabb szerkezetébe nyújt mélyebb betekintést.

## IRODALOM

- [1] Robitzsch, M.: Bemerkungen zur Eichung des Robitzsch-Aktinographen. Met. Zeitschr. 55 (1938) 406
- [2] Mörkkofer, W. — Thams, Chr.: Zur Bestimmung des Eichfaktors beim Bimetallaktinographen Fuess-Robitzsch. Met. Zeitschr. 53 (1936) 409.
- [3] Takács, L.: Über den Bimetallaktinographen Fuess-Robitzsch und seine Verwendung. Időjárás. 41 (1937) 280.
- [4] Thams, Chr.: Über die Konstanz des Eichfaktors beim Bimetallaktinographen Fuess-Robitzsch. Annalen d. Schweiz. met. Zentralanst. 1947. 4—6.
- [5] Réthly A.: Budapest éghajlata. 1947. 48—49.
- [6] Collmann, W.: Idealwerte der Globalstrahlung. Annalen der Meteorologie. 6 (1953—54) 117.
- [7] Milankovitch, M.: Mathematische Klimalehre. Handbuch der Klimatologie. Bd. I. Teil A. 14.
- [8] Collmann, W.: Verbesserte Idealwerte der Globalstrahlung Annalen der Meteorologie. 8 (1958) 182.
- [9] Takács, L.: Normalwerte der Globalstrahlung in Budapest Időjárás. 62 (1958) 64—72.
- [10] Turner, H.: Über das Licht- und Strahlungsklima einer Hanglage der Ötztaler Alpen bei Obergurge und seine Auswirkung auf das Mikroklima und auf die Vegetation. Arch. Met. Geoph. Biokl. B 8 (1958) 273—325.
- [11] Albrecht, F. H. W.: Establishment of a radiation network connected to ordinary weather stations and evaluation of their observations. Geof. pura e appl. 29 (1954) 121.
- [12] Takács, L.: Adatok Budapest sugárzáséghajlatához. Kandidátusi értekezés. Budapest 1960.
- [13] Sauberer, F.: Bemerkungen zur Fragen der praktischen Strahlungskunde. Arch. Met. Geoph. Biokl. B 1 (1948) 154.
- [14] Matzke, H.: Beiträge zur Kenntnis der Globalstrahlung in Greifswald. Abh. d. Met. u. Hydr. Dienst d. DDR. Nr. 16 (1953) 11.
- [15] IGY Instruction Manual. Annals of the International Geophysical Year. (1958) Vol. V. Part. VI. 417.

## A csapadék napi és havi mennyiségének területi eloszlásáról

О распределении по территории суточных и месячных сумм осадков. Для изучения статистической структуры поля осадков необходимо знать пространственные и временные границы, в пределах которых поле является однородным и изотопным. По данным об осадках на всех метеорологических постах, работающих на территории Венгрии, авторы составили кривые повторяемости по суткам, месяцам и за год. Суточные и месячные суммы осадков с главным распределением можно аппроксимировать нормальными кривыми распределения. Поля годовых, а также неравномерно распределенных суточных и месячных сумм осадков могут быть гомогенизированы в одних случаях путем подразделения их на более мелкие поля, а в других случаях — при помощи преобразования извлечения квадратного корня.

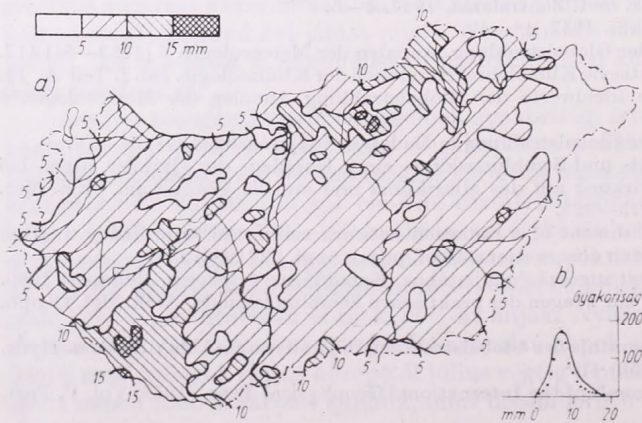
\*

On the Areal Distribution of Daily and Monthly Totals of Precipitation. For the investigation of the statistical structure of the field of precipitation it is necessary to know the areal and the temporal limits among which the field is homogeneous and isotropic. For periods of day, month and year frequency curves were constructed by the authors using all the available precipitation data measured in Hungary. The daily and monthly precipitation totals of smooth distribution can be approximated by normal curves. The fields of yearly totals and the fields of daily and monthly totals of changeable distribution can be homogenized in certain cases by splitting them into smaller fields in other cases by square root-transformation.

\*

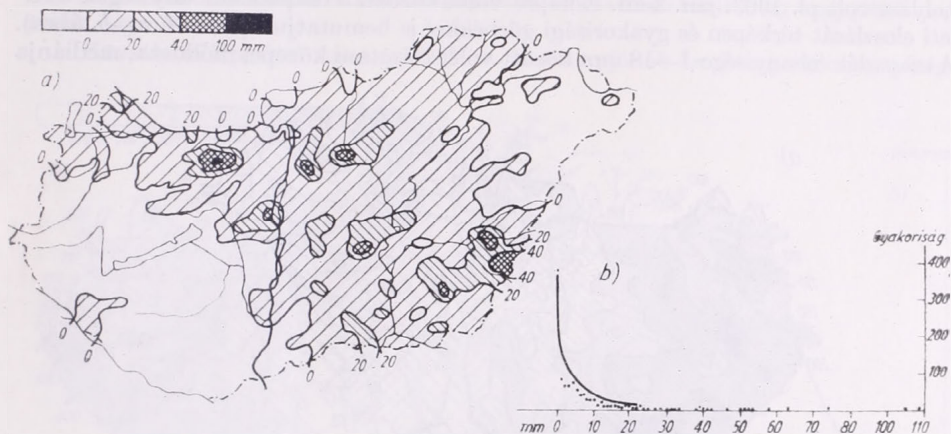
A különféle meteorológiai elemek mezőinek statisztikai szerkezetét az ú. n. szerkezeti és autokorrelációs függvények segítségével írhatjuk le. E karakterisztikák kiszámításának azonban alapvető feltétele, hogy a vizsgált tartományon belül a mező homogén és izotróp legyen. Ezért a tulajdonképpeni statisztikai feldolgozást megelőzően tájékozódni kell a vizsgált elem mezejének sajátosságai felől. Első lépésben célszerű azt megneznünk, hogy a mintatartományon belül mért egyidejű adatok hogyan oszlanak el a területi középérték körül. Normál eloszlás a mező homogén volta utal, torzult, ill. több maximummal rendelkező eloszlások viszont azt mutatják, hogy a mintatartományt részekre kell bontani, vagy pedig különféle transzformációk útján homogenizálni kell.

A fentemlített előzetes vizsgálat különösen a csapadékmezők esetében indokolt, mivel a csapadékok területi eloszlása rendkívül szeszélyes és csapadéktípusonként

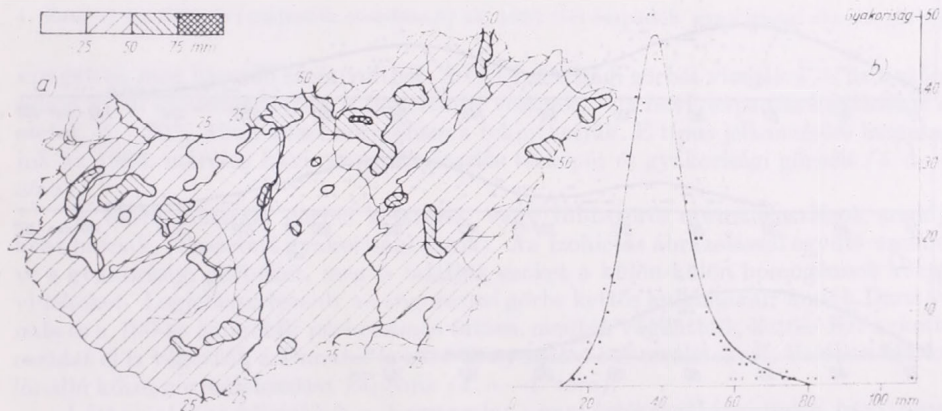


1. ábra: a) Az 1963. január 3-i csapadék eloszlása, b) a gyakorisági eloszlás görbéje

változó jellegű. A jelen tanulmányban a Magyarország területén lehulló különböző típusú csapadékok egyidejű adatainak gyakorisági eloszlásait ismertetjük. A számításokhoz 935—945 csapadékmérő állomás adatait használtuk fel, amelyek az ország síkvidéki területein közel egyenletes sűrűségű hálózatot képeznek. A vizsgálat módszereit és eredményeit az alábbiakban röviden ismertetjük.



2. ábra: a) Az 1963. június 25-i csapadék eloszlása, b) a gyakorisági eloszlás görbéje

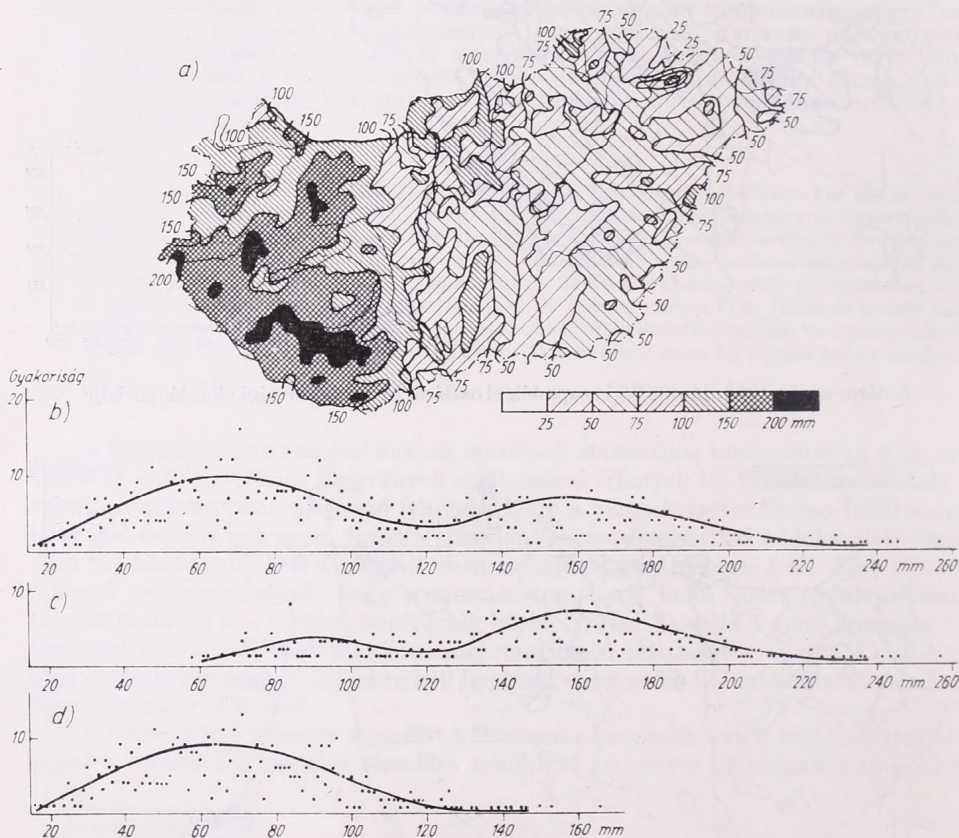


3. ábra: a) Az 1963. március havi csapadék eloszlása, b) a gyakorisági eloszlás görbéje

Mivel célunk annak megállapítása volt, hogy a Magyarország területére hulló csapadékösszegek milyen típusú területi eloszlásokat mutatnak, ezért a rendelkezésre álló csapadékmérő állomások egyidejű adatait tekintettük egy-egy statisztikai minta elemeinek, s e minták gyakorisági eloszlását határoztuk meg. A gyakorisági eloszlások meghatározásakor különböző (1—10 mm) osztályszélességű ( $x_1, x_2, \dots, x_n$ ) intervallumokat alkalmaztunk attól függően, hogy a lehullott csapadék abszolút mennyisége milyen osztályközöket kívánt meg. Ennek megfelelően a nagyobb csapadékösszegek (pl. évi csapadékok) esetében 10 mm-es osztályközöket, a kis és egyenletes (felsiklási) napi csapadékok esetében pedig 1 mm-es osztályközöket alkalmaztunk.

A 24 óra alatt (reggel 7 órától másnap reggel 7 óráig) lehullott csapadékok gyakori-

sági eloszlásait a felsikló és konvektív csapadékhelyzetek szerint elkülönítve vizsgáltuk. A két csapadéktípushoz tartozó gyakorisági eloszlások természetesen igen nagy eltéréseket mutatnak egymáshoz képest. Felsikló, egyenletes eloszlású csapadékhullás esetében, ha az ország egész területén volt csapadék, az egyes állomásokon mért csapadékösszegek csak néhány millimétert kitevő különbségeket mutatnak. Ilyen helyzet volt pl. 1963. jan. 3-án. E napra vonatkozóan a csapadékmennyiségek területi eloszlását térképen és gyakorisági görbékkel is bemutatjuk (lásd. 1. a—b. ábra). A csapadék mennyisége 1—18 mm között volt, számtani közepe, módusza, mediánja



4. ábra: a) Az 1963. augusztus havi csapadék eloszlása, b) a gyakorisági eloszlás görbéje, c) Dunántúl 1963. augusztusi csapadékának gyakorisági eloszlás görbéje, d) a Duna—Tisza köze és a Tiszán-túl 1963. augusztusi csapadékának gyakorisági eloszlás görbéje

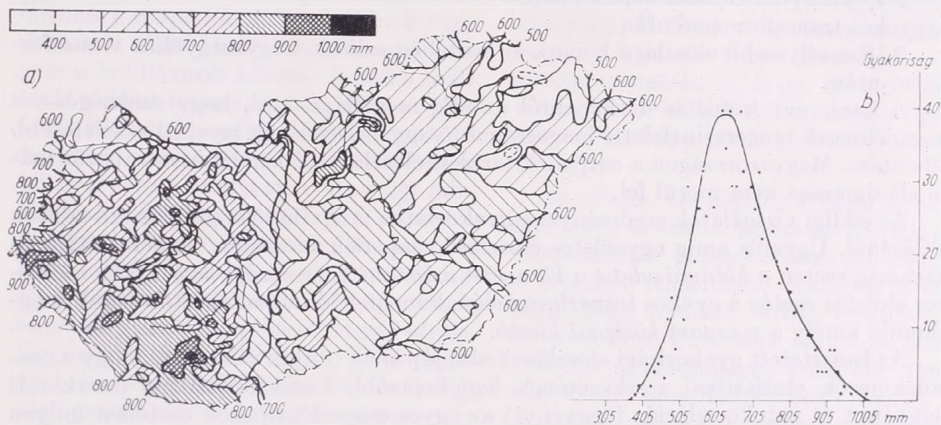
7 mm. A  $\pm \sigma + 2\sigma$  határok közé az adatok 74,0 és 97,2%-a jutott, az eloszlás aszimmetriája 0,07 volt. Tehát e nap csapadékeloszlása gyakorlatilag az egész ország területére kiterjedő homogén mezőt mutat, amely alkalmas mindenféle további statisztikai vizsgálat céljára. A 7 mm-t akár országos átlagként is felfoghatjuk.

A másik főtípus a nyári zivataros, szeszélyes eloszlású csapadékhullás. E típusnak jellegzetes esetét mutatja az 1963. június 25-i térkép és gyakorisági eloszlás (2. a—b. ábra).

A térképen látható, hogy nagy területeken nem volt csapadék, viszont egyes göcökben igen nagy (100 mm-nél is magasabb) csapadékmennyiség is előfordult. Ebben

az esetben a gyakorisági görbe „J” eloszlást mutat. Vagyis a legnagyobb gyakorisággal valamelyik szélső érték, jelen esetben a 0-ás rendelkezik. Természetesen a két fő-típus között átmeneti típusok számtalan variációja lehetséges. De mivel a „J” eloszlást mutató napok úgy követik egymást, hogy egyik napon az ország egyik vidékén, másik napon más területen vannak nagycsapadékok, illetve csapadékmentes területek, ezek a „véletlenek” nevezhető eloszlások hosszabb időszakban területileg nagyjából kiegyenlítik egymást.

Következő lépésben ezért az 1963. év 12 hónapjának havi csapadékmennyiségeit



5. ábra: a) Az 1963. évi csapadék eloszlása, b) az 1963. évi csapadék gyakorisági eloszlás görbéje

vizsgáltuk meg hasonló szempontból. A 12 gyakorisági görbét vizsgálva — ha a szórásokon kívül az aszimmetriát is figyelembe vesszük, — a havi csapadékeloszlásokat az esetek 40—50%-ában közel normálisnak tekinthetjük. E típus jellemzésére bemutatjuk az 1963. március havi csapadékeloszlás térképét és gyakorisági görbéit (3. a—b ábra).

A többi hónapok görbéi kétszeres, vagy többszörös normáeloszlások eredőjeként hatnak. (Összetett gyakorisági sorok). Az izohiétás ábrázolással együtt szemlélve a gyakorisági görbéket, meg is találjuk ezeket a külön-külön homogénnek vehető vidékeket. Legjellegzetesebb az augusztusi görbe kettős hullámával, amit a Duna vonala és a 100-as izohiéták párhuzamos futása mentén vágatunk ketté. Ezt a kettéosztást el is végeztük a Dunától keletre és nyugatra eső területeknél. Valóban két különálló közel normáeloszlást kaptunk (4. a—d. ábra).

Láthatjuk az eddigiekből is, hogy amint a napi értékekről áttérünk a havi mennyiségekre, a csapadékegyre egyre inkább homogén sztohasztikus függvény képét mutatja. Viszont egy-egy hónap csapadékeloszlása igen eltérő lehet attól függően, hogy a hónap folyamán hány csapadékos nap volt és milyen típusú eloszlás adta meg a havi területi eloszlás jellegét. Ezért az 1963. év csapadékmennyiségeire is elvégeztük ezen alapvető vizsgálatokat (5. a—b. ábra).

Az évi eloszlás nem szimmetrikus, hanem elég erős baloldali aszimmetriát mutat s a  $\pm\sigma$  és  $\pm 2\sigma$  határok közé nem esik az adatok megfelelő %-a. Az ilyen és hasonló típusú eloszlásokat transzformáció útján lehet homogén mezővé alakítani, s ezért négyzetgyök-transzformációt alkalmaztunk. A transzformációt elvégeztük a 12 hónap és az év adataira egyaránt. A jobboldali aszimmetriát mutató január és május eloszlása természetesen a transzformáció után erősebben tolódott jobbra, míg a többi hónap eloszlásgörbéje szimmetrikusabbá vált. A transzformáció (a baloldali aszimmetriák

esetében) közelebb hozta a móduszt és az  $\bar{x}$ -t, tehát az egyes, kiugró nagycsapdékok által okozott hibát javította. Néhány esetben (febr., júl., év-nél) logaritmikus transzformációt is alkalmaztunk, de a vizsgált esetekben ez nem bizonyult indokoltnak.

Ezen előzetes információk alapján következtethetünk arra, hogy a csapadék területi eloszlásának további szerkezeti vizsgálatát milyen idő- és térbeli határok között végezhetjük el:

1. Egyenletes eloszlású, az egész ország területére kiterjedő csapadékhullás esetén már 24 órás időtartamra is.

2. Szeszélyes eloszlású napi csapadék esetén csak a csapadékos zónában és négyzetgyökös transzformáció után.

3. Szeszélyesebb eloszlású hónap, év esetében szintén négyzetgyökös transzformáció után.

A havi, évi izohiétás térképekről mindig megállapítható, hogy szükséges-e a csapadékmező tengerszintfeletti magasságok, vagy tájegységek szerinti részletesebb felbontása. Magyarországon a csapadék területi eloszlásánál logaritmus-transzformáció alkalmazása nem merül fel.

Az eddigi vizsgálatok eredményei a gyakorlatba is átvihetők: pl. hiányzó adatok pótlásánál. Ugyanis amíg egyenletes eloszlású csapadék és azonos tengerszintfeletti magasság esetén a *hiányzó adatot a környezet számtani közepe adja meg*, addig szeszélyes eloszlás esetén a gyökös transzformációnak megfelelő csapadékértéket kell megadnunk, amely a *számtani középnel kisebb*.

Az ismertetett gyakorisági eloszlások alapján meg tudjuk állapítani, hogy a csapadékmezők statisztikai szerkezetének legjellemzőbb karakterisztikáit (szerkezeti függvényt és autokorrelációs függvényt) az egyes csapadéktípusok esetében milyen területi tartományokra vonatkozóan határozhatjuk meg. Megállapítható, hogy az évi csapadékösszeg mezejének szerkezete (kellő homogenizáló eljárás mellett) az egész ország területére vonatkozóan vizsgálható. Ugyanez a helyzet egyes havi csapadékösszegek, valamint felsikló típusú 24 órás csapadékösszegek esetében. Ezzel szemben havi és 24 órás csapadékösszegek vizsgálatakor gyakran előfordul, hogy a mintatartomány határait nagy körültekintéssel kell megvonnunk, mert a mezőnek csak szűkebb tartományai tekinthetők homogénnek.

---

Berkes Zoltán :

## A Hold-hatás kutatásának újabb eredményei

*Recent Results of Researches on the Moon-Effect (Summary).* After summarizing the earlier relevant researches the author presents the up-to-date American, Australian and other results. He concludes that—though there is a discrepancy between the European (single wave) and American and Australian results (double wave) regarding to the distribution of precipitation during a synodic month—the effect of the Moon on the general circulation can be considered as a positive factor. This effect however, according to the recent investigations is the function of the solar activity.

✱

A Hold és az időjárás közötti kapcsolat kérdése régebbi keletű, mint a meteoroló-

giai tudomány maga. A legtöbb népnél megtalálhatók az idevágó időjárás szabályok, de a meteorológiai kutatások általában negatív eredménnyel jártak. Ha valamely helyen, bizonyos időszakban mutatkozott is pozitív eredmény, más időszakban esetleg éppen ellentétessé vált az összefüggés. Különösképpen áll ez a mérsékelt öv időjárására, mert a szubtrópusi-, ill. azokhoz közeli területeken jobb összefüggéseket nyertek a kutatók. Elsőként kell itt említenünk Rodes munkásságát, aki Spanyolország csapadékviszonyaiban mutatta ki 1937-ben a Hold ha-

tásának realitását. Hasonló eredményekre jutott *Bramanti* az olaszországi csapadékok vizsgálatakor.

*Rodes*, ill. *Steiner* Lajosnak a zivatar-gyakoriságra vonatkozó vizsgálatain elindulva, 1942-ben mi is megvizsgáltuk a budapesti csapadék sorozatot és szintén reálisnak minősíthető eredményekre jutottunk [1]. Határozott összefüggést találtunk a csapadék mennyiségének ingadozása és a Hold színódikus hónapja, vagyis a holdfázisok között. A hatás realitását akként bizonyítottuk, hogy az 1887—1942 közötti megfigyelési anyagot több szempont szerint (pl. páros-páratlan évek, tél-nyár, stb.) kettéosztottuk, s így mindig hasonló lefutású görbéket kaptunk. A legérdekesebb eredményünk az volt, hogy a Hold-hatás az erősebb naptevékenységű években határozottabban jelentkezik, mint átlag alatti napfolttevékenység idején. Ugyanezt adta az 1915. év előtti gyengébb, ill. az azutáni erősebb naptevékenységű évtizedekre való szétbontás is.

1952-ben hasonló vizsgálatokat végzett *H. Mineur* [2], Párizs, Alger és Clermont Ferrand csapadék-sorozatain. Párizs esetében a budapestihez nagymértékben hasonló, Alger részére viszont ezekkel tükröszimmetrikus görbét kapott. *Cl. Ferrand*-ban összefüggés alig mutatkozott. Ez a vizsgálat a hatás szinoptikus körülményeire is némi fényt vetett, amit azután mi részletesen meghatároztunk [3]. Kitént az is, hogy a Hold légközzési hatása főleg az azóri-földközi-tengeri térségben erős és így a földközi-tengeri ciklonok gyakoriságában is megmutatkozik.

Érdekes, hogy a legtöbb ilyenfajta vizsgálat a csapadéokra vonatkozik és pl. hőmérsékleti vonatkozásban jóval kevesebb próbálkozást találunk. Itt elsőként *Myrback* eredményeit kell említenünk (idézve [11]-ben). Nagyon figyelemre méltó az újabb vizsgálatok közül *Graies* *A.* tanulmánya [4], amely igazolja *Myrback*nak a bécsi hőmérséklet-változásokra vonatkozó eredményét. Legújabban *W. Hartmann* talált az 500 mb-os szint félgömbi átlag-hőmérsékletében holdfázisokhoz kötött 15 napi periódust. Szerinte

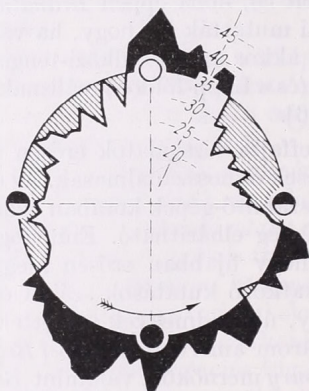
ui. az 1958—60. évek adatai szerint első negyed (és utolsó negyed) táján kb. 0,5 fokkal magasabb a hőmérséklet az északi félgömbön, mint új-, ill. telehold körül [5].

Az 50. szélességen túl a Hold-hatásnak alig van nyoma, illetőleg időben erősen változó jellegű. Érthető tehát, hogy főleg németországi kutatók (*E. Wahl*, *H. Philipps*) kételyekkel fogadták a mi eredményeinket (*F. Baur* pedig *Hartmann* eredményeit is), noha éppen *Brandtner* vizsgálatai mutatták ki, hogy, ha van holdhatás, akkor az a Földközi-tenger térségében (és a Lapp-földön) reálisnak tekinthető [6].

Az effajta vizsgálatok erősen munkaigényesek és hosszadalmasak. Az elektronikus számítógépek korában azonban ez a nehézség elhárítható. Ennélfogva érthető, hogy újabban erősen megnőtt az idevonatkozó kutatások száma és máris komoly, új eredmények születtek. 1962-ben három amerikai kutató (*Bradley* és *Woodbury* mérnökök, valamint *Brier* meteorológus) feldolgozták az USA 1500 csapadékmérő állomásának nagy csapadékait és azt találták, hogy ezeknek a gyakorisága határozott összefüggésben áll a Hold fázisaival, vagyis a színódikus holdhónappal [7]. Amerikában újhold és holdtölte után a 3. napon van a nagy csapadékoknak erős halmozódása (nálunk telehold előtt) és a negyedek után ilyenek jóval ritkábban lépnek fel. Ők is megtalálták az összefüggést a naptevékenységgel, de megint éppen fordított értelemben, mint nálunk. Ott ui. a gyenge naptevékenységű években erősebb a hatás. Ez az ellentmondás feloldható, ha a szubtrópusi és a mérsékelt övi légközzés kiegyenlítődési hajlamára ill. Amerika és Európa makroszinoptikai különbségeire gondolunk.

A déli félgömbön hasonló eredményekre jutottak ausztráliai kutatók (*Adderley* és *Bowen* [8]), Új-Zéland csapadék-aadatainak feldolgozása révén. Legutóbb szintén két ausztráliai meteorológus vizsgálta meg a kérdést, mégpedig a trópusi tájak monszon-csapadéka szempontjából (*Berson* és *Deacon* Djakarta és Mangalore so-

rozatain [9]). Az ő eredményük is meg-  
 egyezik az amerikai kutatókéval. Meg-  
 említik a naptevékenységi összefüggést is  
 és utalnak az *Időjárás* 1954. évi 6. számá-  
 ban tett, a hatás mechanizmusára vonat-  
 kozó elképzelésünkre. Ők idézik *Rodes*  
 eredményeit is, de érdekes, hogy *Mineur*  
 vizsgálatait sem ők, sem az amerikaiak  
 nem említik. (Hogy a mieinket nem ismer-  
 rik, az a nyelvi nehézségek miatt érthető.)



1. ábra. A hurrikánok eloszlása  
 holdfázisok szerint (Bradley [10] nyomán)

A francia és a magyar vizsgálatokkal  
 szemben, az ausztráliai és főleg az ameri-  
 kai eredmények a szinódikus holdhóna-  
 pon belül határozottan *kettős* csapadék-  
 hullámról tesznek tanúbizonyságot, ami a  
 Hold árapályának szerepére utalna. A  
 naptevékenységi összefüggés viszont en-  
 nek ellenmond, vagy legalább is össze-  
 tett hatásra utal.

A legérdekesebb és legújabb vizsgáló-  
 das megint *Bradley* nevéhez fűződik, aki  
 az amerikai hurrikánok gyakoriságát ha-  
 sonlította össze a holdfázisokkal. Azt ta-  
 lálta, hogy újhold és holdtölte körül jóval  
 gyakrabban keletkeznek hurrikánok,  
 mint az első és utolsó negyed körül (1.  
 ábra). *Bradley* az 1899—1958. közötti  
 évek 269 hurrikánjára terjesztette ki  
 vizsgálatát, és amint az ábrából látható,  
 határozottan kettős hullám mutatkozik  
 a holdhónapon belül [10]. (A hurrikánok  
 és a nagy csapadékok kapcsolata Ameri-  
 kában azonban természetes következmény.)

Összefoglalva az elmondottakat, meg-  
 állapíthatjuk, hogy a sokat vitatott kér-  
 dés az újabb vizsgálatok tükrében eldön-  
 töttnek tekinthető, vagyis a *Hold hatása*  
*a légkörszere, tehát az időjárásra* — lega-  
 lább is a szubtrópusi és az ahhoz közeli  
 térségekben — *reális valóságként könyvel-  
 hető el*. Az összefüggés a trópusi adatok  
 esetében *Berson* és *Deacon* szerint 6%-os  
 szinten szignifikáns, Amerikában 5% alati  
 szinten. Egyes területeken ill. a csapa-  
 dékos időszakokban (trópusokon a mon-  
 szun időszakban, nálunk nyáron [11],  
 stb.) a hatás jóval erősebben érvényesül.  
 Hangsúlyoznunk kell azonban a laikus  
 véleményekkel szemben: szó sem lehet  
 arról, hogy a Hold egymagában (vagy  
 éppen a bolygóhatásokkal együtt) kor-  
 mányozná időjárásunkat. A légkör saját  
 törvényszerűségein kívül itt legalább 50  
 %-os súllyal még a naptevékenység hatá-  
 sát is tekintetbe kell venni. A Hold „rová-  
 sára” átlagosan a csapadékhullásnak csak  
 mintegy 10—15%-a írható. Amennyiben  
 tényleg csak a Hold irányítaná az időjá-  
 rást, akkor minden 18., ill. 19. évben  
 p o n t o s a n meg kellene ismétlődnie az  
 egyes évek időjárásának. 19 évenként ui.  
 az ún. Meton-ciklusban a holdfázisok kö-  
 zel azonos napra esnek, 18 évenként  
 (Saros-periódus) pedig az árapály-hatást  
 erősítő f o g y a t k o z á s o k ismétlőd-  
 nek meg. Ilyen jelenséget azonban nem  
 tapasztalunk, mert pl. az 1946—47-es  
 évek időjárása nagymértékben *eltér* az  
 1965. évitől! A 18 évi csapadék-periódus  
 pedig egyike a legerősebbeknek nálunk  
 [12], és a legújabb értesülések szerint (1.  
 Élet és Tudomány jelen évfolyamának  
 1542. oldalán) a 19 évi periodicitást szov-  
 jet kutatók (*I. Maximov* és *N. Szmírnov*)  
 a Golf-áram hőszállításában is megtalál-  
 ták, amit árapályerőre vezetnek vissza.  
 (Véleményünk szerint azonban ez esetben  
 inkább a 18 évi periodicitásnak kellene  
 jelentkeznie, s nem a Meton-ciklusnak). A  
 18 évi periódust egyébként *Portig* Prága  
 150 éves hőmérsékleti sorozatában is ki-  
 mutatta [13].

A hold-hatás jelentkezése légkörünk-  
 ben és időjárásunkban tehát tény, érvé-

nyesülésének mechanizmusát azonban egyelőre még homály fedi. Sokféle elmélet lehetséges magyarázatára, de az egyszerű és a kettős hullámok jelentkezése közötti ellentmondás miatt ma még afőlött is nehéz lenne dönteni, hogy sugárzási hatásról van-e szó, vagy pedig árapály-jelenségről. Mi reflektált naphatásnak tekintettük, a naptevékenységi összefüggésre támaszkodva. Vannak azonban olyan elméletek is, amelyek a magas légkör árapályára vezetik vissza a hatást, sőt újabban a Hold gravitációs ereje által kormányozott meteor-por behatásra vezetik vissza a jelenséget, utalva éppen *Bowen* idevágó kutatásaira [14]. *Baur* [15] és *Wurlitzer* [16] vizsgálatai szerint mind a Nap ibolyántúli sugárzása, mind pedig korpuszkuális sugarai hatással vannak a légkörszra, így — minthogy a Hold és a földmágneses térerősség is kapcsolatot mutat — ilyenfajta mechanizmusra is gondolhatunk. Újhold esetében inkább az eltérített korpuszkuális sugarak, teleholdnál a reflektált ibolyántúli sugárzás jöhet szóba a Hold-hatás értelmezésekor. Mindenesetre a mechanizmus kérdése, — csakúgy, mint a naptevékenység hatása is —, ma még nyitott. Több területre és nagyobb magasságokra is kiterjedő vizsgálatokra lesz szükség ahhoz, hogy a Hold-hatás szinoptikus eloszlását Földünkön, valamint a hatás mechanizmusát pontosabban megismerhessük. (Véleményünk szerint a hold-hatás kutatása kulcsszerepet játszhat a naptevékenységi hatások értelmezésénél is.) A távprognosztika szempontjából azonban már az eddigi eredmények is becsesek és a magyar szolgálat, immár 20. éve mindenkor tekintetbe is veszi a kéthetes előrejelzés időtartamára — az előrejelzett (becsült) naptevékenység függvényében — a Hold esedékes hatásait a csapadék eloszlása szempontjából. Enélkül távelőrejelzéseink kb. 5—10%-kal gyengébben

sikerültek volna, mint a most mutatkozó kb. 75%-os bevalás.

#### IRODALOM

- [1] *Berkes Z.*: A Hold fényváltozásai és a csapadék járása. Az Időjárás. 1942. 185. o.
- [2] *Mineur, H.*: Recherche d'une influence possible de la lune sur les précipitations atmosphériques. Ann. de Géophysique. Tome 8. No. 3., 1952. 294. p.
- [3] *Berkes Z.*: A holdfényváltozások hatásának jelentkezése az európai légnyomás eloszlásában. Az OMI Hivatalos Kiadványai XVI. k. Budapest, 1953. 179. o.
- [4] *Graics Á.*: Az idei (1960.) évi július végének rekordhidege. Időjárás. 1960. 305. o.
- [5] *Hartmann, W.*: Ausserterrestrische Einflüsse auf die Temperatur der Nordhalbkugel, im 500 mb niveau. Met. Rundschau, 15. k. 60. o.
- [6] *Brandner, E.*: Über die Existenz lunarer Witterungsperioden. Berichte... Bad Kissingen, 1951. No. 38. 329. o.
- [7] *Bradley, D. A.* — *Woodbury, M. A.* — *Brier, G. W.*: Lunar Synodical Period and Widespread Precipitation. Science, 137, 1962. 748. o.
- [8] *Adderley, E. E.*: — *Bowen, E. G.*: U. ott, 749. o.
- [9] *Berson, F. A.* — *Deacon, E. L.*: Heavy Rainfalls and the Lunar Cycle. Indian Journal of Met. et Geoph. Vol. 16, No. 1., 1965.
- [10] *Bradley, D. A.*: Tidal components in hurricane development. Nature, 1964. 136. o.
- [11] *Berkes Z.*: A holdfényváltozások hatásának jelentkezése Magyarország nyári és őszi csapadékában. Az OMI Hivatalos Kiadványai XVI. k. Budapest, 1953. 172. o.
- [12] *Berkes Z.*: A csapadék szekuláris változásának elemzése. Időjárás, 1965. 4—5. sz., 226. o.
- [13] *Portig, W.*: Die Jahresmittel der Temperaturreihe von Prag. Ann der Hydr. und Mar. Met. 1942. 150. o.
- [14] *Bartha L.* — *Gausser K.*: A meteorpor kapcsolata a csapadékkal. Időjárás, 1961. 119. o.
- [15] *Baur, F.*: Die Temperatur Mitteleuropas nach starken Sonneneruptionen. Wetterkarte des D. Wetterd., Berlin. Beilage No. 115. 1957. Juli.
- [16] *Wurlitzer, G.*: Das Verhalten des Luftdruckes am Boden bei Schwankungen der erdmagnetischen Aktivität. Met. Abhandlungen. VII. k. 2. f. 1958. Berlin.

## A napfénytartam területi eloszlásának szerkezeti és autokorrelációs függvénye

*Structural and Auto-Correlation Functions of the Areal Distribution of the Duration of Sunshine.* The structural and the auto-correlation functions of the duration of sunshine were calculated on the basis of daily records of twenty observing stations in Hungary. For this purpose one hundred days—defined by the term of “changeable cloudiness”—were chosen from the summer half years of 1960—1964. On the basis of the structural functions obtained, the mean square errors of the interpolation were calculated for station networks of different density. The results are applicable on one hand for the statistical characterization of the areal distribution of duration of sunshine on the other hand for the estimation of the reasonable density of the sunshine recording network.

✕

*Структурная и автокорреляционная функции распределения по территории продолжительности солнечного сияния.* По записам анемографов для 20 венгерских станций вычислены структурные и автокорреляционные функции продолжительности солнечного сияния. Для этого были подобраны 100 дней «с меняющейся облачностью» из летних полугодий 1960—64 гг. Полученные структурные функции исследовались для вычисления средней квадратичной ошибки интерполяции для различных по густоте сетей станций. Результаты можно использовать для статистической характеристики распределения по территории продолжительности солнечного сияния и для определения рациональной густоты сети гелиографических наблюдений.

✕

A tájékoztató szolgálatban gyakran előfordul, hogy olyan helyek napfénytartamviszonyai iránt érdeklődnek, ahol közvetlen mérési adatok nem állnak rendelkezésünkre. Ilyen esetekben a tájékoztatás a legközelebbi napfénytartammérő állomások adatainak interpolálása ill. extrapolálása alapján történik. Nyilvánvaló, hogy a tájékoztatás pontossága a figyelembevett állomások közelségétől függ. Mindeddig azonban arra vonatkozóan adatok nem állottak rendelkezésünkre, hogy az interpoláció hibája milyen kvantitatív kapcsolatban van a napfénytartammérő állomások sűrűségével. E kérdés megoldása érdekében a napfénytartammező statisztikai szerkezetét kellett vizsgálat tárgyává tennünk. A statisztikai szerkezet bizonyos karakterisztikáinak ismeretében ui. egyértelműen meghatározható a két- vagy többpont kombinációja alapján végrehajtott interpoláció átlagos négyzetes hibája.

A napfénytartam-mező statisztikai szerkezetének leírása annak a feltevésnek az alapján történhet, hogy bizonyos szempontok szerint összeválogatott individuális mezők együttesen egy kétdimenziós homogén és izotrop sztochasztikus függvényt képeznek. Ebben az esetben található olyan célszerű karakterisztikák, mint a „szerkezeti függvény” vagy az „autokorrelációs függvény”, melynek kiszámítása aránylag egyszerű és amelyek az interpoláció hibájának becslésében közvetlenül felhasználhatók.

A vizsgálat sikerének alapvető feltétele, hogy az összeválogatott individuális mezők egymással statikai értelmű analógiát mutassanak. Ez a probléma egyrészt a válogatás elveinek megfogalmazásával, másrészt a „minta-tartomány” nagyságának kijelölésével kapcsolatos. Mindezekre a kérdésekre a vizsgálat során nagy figyelmet szenteltünk. A minta-tartományt úgy jelöltük ki, hogy az Magyarország teljes területét magában foglalja, de nem terjed ki a hegyi állomások megfigyeléseire. Az analóg helyzeteket öt év (1960—1964) nyári féléveiből válogattuk ki. Összesen 100 olyan helyzetet gyűjtöttünk össze, amelyeket a szinoptikus diagnózis „változó mennyiségű felhőzet” megjelöléssel definiál. Értelemszerűen az ilyen helyzetek jelentik a napfénytartam tájékoztatás szempontjából a legnehezebb feladatot, mert a napi napfénytartam összegében ilyenkor mutatkozik a legnagyobb területi változékonyság. A kivá-

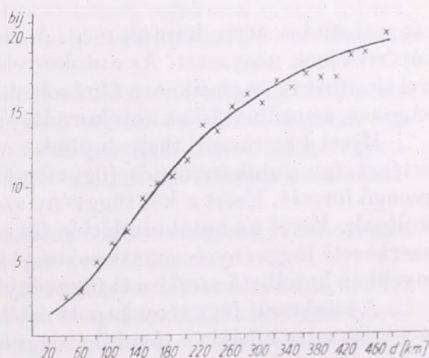
lasztott napokra 20 állomás napfénytartam adatait használtuk fel. Az állomások kiválasztásakor figyelembe vettük a mérések megbízható, homogén voltát, továbbá azt, hogy állomásaink közel azonos tengerszintfölötti magasságban helyezkedjenek el, és az ország területén egyenletesen oszoljanak el.

Az 1. ábrán feltüntetett állomások egymástól való távolságait lemértük, majd a 190 állomáskombinációt 20 km-es távolsági osztályonként csoportosítottuk. Mivel a két legközelebbi állomás (Pestlőrinc—Martonvásár) egymástól mért távolsága 31 km, a két legtávolabbi (Szentgotthárd-Kisvárd) 465 km, ezért 23 különböző számosságú csoportot kaptunk.



1. ábra. A felhasznált állomáshálózat

Ezen állomások napsütéses óraösszegeiből kívántuk előállítani a napfénytartam szerkezeti és autokorrelációs függvényeit, amelyek segítségével információt nyerhetünk a napfénytartam területi eloszlásáról. Az állomások 100 esetre vonatkozó napi napfénytartam óraösszegeit a munka megkönnyítése érdekében lyukkártyára vittük, úgy, hogy mind a 20 állomás egy-egy napi adata egy lyukkártyára került. A lelyukasztott 2000 napfénytartam adatot a szerkezeti és autokorrelációs függvény kiszámításá-



2. ábra. A nyári félévre (április—szeptember) vonatkozó szerkezeti függvény

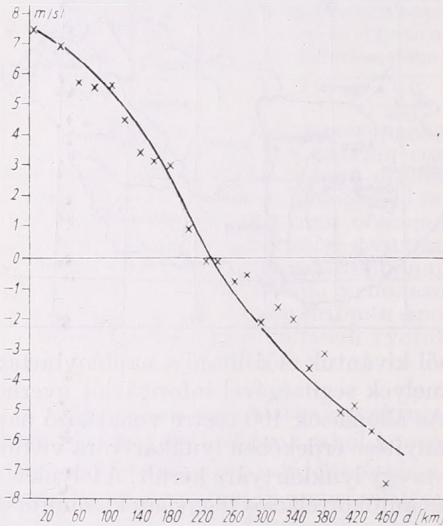
hoz szükséges alapműveletek (különbségének négyzete, ill. a szorzatok) elvégzése céljából további gépiadatfeldolgozásra bocsátottuk, és megkaptuk a szerkezeti, illetve az autokorrelációs függvény értékeit napi 190, az egész nyári félévből pedig 19 ezer kombinációra. A kombinációk értékeit a 20 km-es távolsági beosztásnak megfelelően kiválogattuk és csoportosítottuk.

Ezt követően a szerkezeti függvényt homogenizáltuk. Minden egyes kombinációt a 20 állomás normáinak különbségei szerint korrigáltunk, azaz az állomáspárok nyári félévre vonatkozó középértékének négyzetes különbségeit az eredeti szerkezeti függvény adataiból levontuk. Az így kapott korrigált értékekből képeztük a távolsági

csoport-átlagokat és ezzel 20 km-től 460 km-ig megkaptuk a homogenizált szerkezeti függvény pontjait (lásd 2. ábra).

Az abszcisszán az állomások közötti  $d$  távolságokat, az ordinátán pedig a homogenizált szerkezeti függvény értékeit mértük fel. A szerkezeti függvény pontjai elég szabályos menetet mutatnak kb. 280 km-ig. Innen már erősebben szóródnak, amit részben a kombinációk számának csökkenése indokol. A szerkezeti függvény a telítési értéket a vizsgált tartományon belül nem éri el.

Az autokorrelációs függvény értékeit a gépi úton előállított szorzatok megfelelő



3. ábra. A nyári félévre (április—szeptember) vonatkozó autokorrelációs függvény

csoportosítása útján kaptuk meg. A csoportátlagokból levontuk a vizsgált mező középértékének négyzetét. Az autokorrelációs függvény pontjait bloxamálás segítségével simítottuk és grafikusán ábrázoltuk. Az abszcisszán az állomások közötti  $d$  távolságokat, az ordinátán az autokorrelációs függvény értékeit mértük fel. (3. ábra)

Mivel a szerkezeti függvényünk a vizsgált tartományon belül nem éri el a telítési értéket, így autokorrelációs függvényünk sem mutatja az elméletből jól ismert lecsengő formát. Ezért a két függvény szokásos együttábrázolását nem tartottuk indokoltnak. Mivel az autokorrelációs függvény kiegészítő információt nem tartalmaz a szerkezeti függvényre vonatkozóan [1], ezért további számításainknál csak a könnyebben kezelhető szerkezeti függvényt használtuk fel.

A szerkezeti függvény kapott értékei alapján kiszámítottuk az interpoláció átlagos négyzetes hibáját a távolság függvényében [2]. E hiba két pont közötti interpoláció esetében a felezőtávolságnál maximális. Számunkra elegendő volt ennek a maximális értéknek a meghatározása, amelyet homogén és izotrop mező esetén a következő formula ad meg:

$$E(d)_{max} = b_{01} - 4b_{12}$$

Az (1) formula szerint az interpoláció  $d$  távolsághoz tartozó maximális hibáját úgy kapjuk meg, hogy a szerkezeti függvény  $d$  és  $d/2$  távolsághoz tartozó értékeit a formula behelyettesítjük. E számításokat több távolságra elvégeztük:

$d$	20	30	50	80	100	200	300	400 [km]
$E(d)_{max}$	0,8	0,9	1,1	1,4	1,5	2,8	5,0	7,5

Az adatokból megállapítható, hogy a statisztikai kapcsolat a távolsággal gyengül és az interpoláció átlagos négyzetes hibája ennek megfelelően növekszik. Ha a továbbiakban a napfénytartam-mérő állomáshálózat racionális sűrűségére vonatkozóan akarunk következtetéseket levonni, akkor még néhány meggondolásra van szükség.

Az  $E(d)_{max}$  alapján lehetőségünk van adott  $r_0$  pontra vonatkozóan kiszámítani a tényleges  $f(r_0)$  és az interpoláció útján kapott  $\varphi(r_0)$  napfénytartam értékkülönbségének  $H(d)$  konfidencia határait. Ezek a konfidencia határok azokat a határértékeket jelentik, amelyet az említett  $f(r_0) - \varphi(r_0)$  eltérések az esetek meghatározott  $p\%$ -ában haladnak meg.

A két érték között a következő összefüggés írható fel:

$$f(r_0) = \varphi(r_0) \pm H(d)_{p\%} \quad (2)$$

Ha a mező homogén és izotróp volta biztosítva van, akkor a  $H(d)$  konfidenciahatárok értéke  $E(d)_{max}$  átlagos négyzetes hiba alapján megadható. Ekkor ugyanis

$$\pm K \sqrt{(d)_{max}}$$

határok közé az eloszlás meghatározott százaléka esik. Ha a  $p$  valószínűségi szintet  $5\%$ -nak vesszük, akkor  $K \cong 2$  tehát:

$$H(d)_{5\%} = 2 E(d)_{max}. \quad (3)$$

A (3) formula alapján a különböző  $d$  interpolációs távolságokra az interpoláció  $5\%$ -os konfidencia-határai kiszámíthatók:

$d$	22	37	50	80	120	187	260 [km]
$H(d)_{5\%}$	1,8	1,9	2,1	2,5	2,7	3,2	4,0
Áll. száma	250	100	50	20	10	5	2

E számadatokból nyilvánvaló, hogy a nyári félév változó felhőzetű napjain már kis állomástávolságok esetén is  $\pm 1,8$  óránál nagyobb hibák adódhatnak. A harmadik sorban szereplő számadatok mutatják, hogy a különböző  $d$  rácestávolságú állomáshálózatok felépítéséhez Magyarországon hány állomás lenne szükséges. A jelenlegi állomássűrűség  $50$  km, az állomások száma  $50$ , s az ehhez tartozó valószínű hiba  $\pm 2,1$  óra. Ha az állomások számát  $20$ -ra csökkentenénk, akkor — mint látható — a valószínű hiba csak  $0,4$  órával növekednék.

Végül szeretnénk hangsúlyozni, hogy feldolgozásunk éppen a napfénytartam legkevésbé egyenletes területi eloszlású napjait, vagyis a változó felhőzetű napokat foglalja magába. A túlnyomóan derült, vagy borult napokon természetesen sokkal egyenletesebb a felhőzet, illetve a napsütés területi eloszlása, tehát az interpolációs hiba is kisebb, mint a változó felhőzet esetén.

Mindezek a megállapítások természetesen a közel azonos tengerszint feletti magasságban elhelyezett napfénytartammérő hálózatra vonatkoznak.

A jelenlegi helyzetet e szerint úgy értékelhetjük, hogy a hálózat további sűrítése a tájékoztatás szempontjából nincs szükség, mivel az állomások számának növelése révén sem kaphatnánk lényegesen több információt a közbeeső területek napfénytartam viszonyairól.

#### IRODALOM

- [1] Czelnai, R.: On the Statistical Structure of Meteorological Fields. Budapest, 1965.  
 [2] Czelnai, R.—Dési F.—Rákóczi F.: On the Determination of the Rational Density of the Temperature-measuring Network. Időjárás, 67 évf. 3. sz. 1963. Bp.

## Városi hatások a látástávolságra Budapesten

*Городские воздействия на видимость в Будапеште.* По визуальным наблюдениям на двух будапештских станциях за 1954—1963 г. г. автор рассматривает годовой ход видимости и зависимость видимости от направления ветра. Значительные различия в условиях видимости в зависимости от направления ветра отмечаются главным образом зимой, что отражает загрязняющие влияние города. В заключение делается вывод о том, что, в связи с неоднородностью ряда наблюдений, уменьшение дальности видимости с увеличением загрязненности воздуха является только предположительным.

✱

*Metropolitan Effects on the Visibility in Budapest.* On the basis of visual observations carried out at two observing stations in Budapest, in the period of 1954—63 the paper discusses the yearly march of the visibility and the dependence of it upon the direction of the wind. It concludes that according to wind directions there are considerable differences which are due to the polluting effect of Budapest. Finally the paper points out that the decrease of the visibility in relation with the increase of air pollutants is only an assumption due to the inhomogeneity in the series of data.

✱

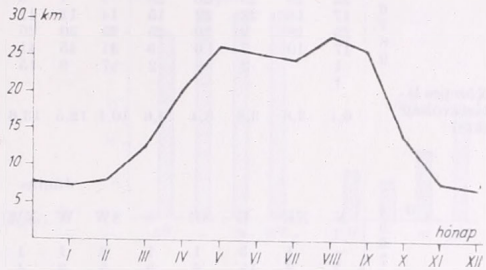
A vízszintes látástávolság elméletét, fizikai alapjait *Koschmieder* 1925-ben fejtette ki [1], az éghajlati észlelések programjába pedig hazánkban 1941-ben vették fel, de helyenként — így Budapesten is — már korábban (1936-tól) folyt az észlelése, az 1929-ben nemzetközileg elfogadott látástávolsági skála alapján. Nem véletlen, hogy a látástávolság fogalma bevonult a meteorológiai észlelőkönyvek lapjaira: a vízszintes látástávolság, — amely elsősorban a levegő relatív nedvességtartalmának és a por-szennyeződés mértékének függvénye —, fontos jellemzője egy hely időjárásának, hosszabb időszak törvényszerűségeit vizsgálva pedig éghajlatának is. Ezen túlmenően a repülésben — de a földi közlekedésben is — nagy gyakorlati jelentősége van, főként a szélsőségesen rossz látási viszonyoknak (1 km alatti látás), amit ködként definiálunk. A vízszintes látástávolság klimatológiai vizsgálata tehát értékes következtetéseket nyújthat, annak ellenére, hogy a megfigyelés alkalmazott vizuális módszere (az első látástávolságmérő műszer csak 1964-től kezdve működik a Ferihegyi repülőtéren) — számos hibalehetőséget rejt magában.

A látástávolsággal kapcsolatos első adatfeldolgozást — mindössze 3 év repülőtéri észlelései alapján — *Bognár Kálmán* [2] végezte el, 1938-ban, a látástávolsági jelzőszámok gyakorisági értékeit adva meg havi felbontásban a legfontosabb repülőterekre vonatkozóan. Vizsgálta a látástávolság napi menetét is a délelőtti órákban, és napkelte táján jelentkező minimumot, valamint déli- koradélutáni maximumot állapított meg. Hasonló következtetésekre vezet a napi menetet illetően *Lépp* és *Rajkay* feldolgozása is [3], azzal a kiegészítéssel, hogy helyenként az esti órákban még egy másodmaximum is jelentkezik. — A látástávolsággal foglalkozó egyéb munkák [4, 5] csak annak szélső — de gyakorlati szempontból legfontosabb — esetét, a ködöt tárgyalják, annak területi és időbeni eloszlását és más elemekkel való kapcsolatát írják le. A számos, még nyitva hagyott kérdés közül kívántunk néhányra választ keresni a megfelelő adatsorok feldolgozása útján.

Célunk mindenekelőtt a kilométerekben kifejezett látástávolság évi menetének megállapítása volt. Ennek érdekében az Orsz. Meteorológiai Intézet Kitaibel Pál utcai Observatóriumának (OMI) 14 óraker végzett észleléseit vettük alapul (magas napállásnál ugyanis az észlelési iránytól függő hiba csekélyebb) az 1954—63. évekből. Az egyes látástávolsági fokozatokat a megfelelő intervallum középértékével jellemeztük (*I. táblázat*), majd a havi átlagokat képeztük.

# I. TÁBLÁZAT

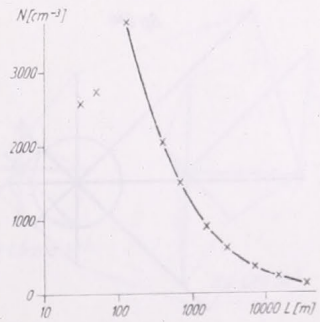
Látástávolsági fokozat	Jelzett intervallum	Középérték	Látástávolsági fokozat	Jelzett intervallum	Középérték
0	0— 50 m	25 m	5	2—4 km	3 km
1	50— 200 m	50 m	6	4—10 km	7 km
2	200— 500 m	350 m	7	10—20 km	15 km
3	500—1000 m	750 m	8	20—50 km	35 km
4	1000—2000 m	1500 m	9	>50 km	70 km



1. ábra: A vízszintes látástávolság évi menete Budapesten

Az ilyen módon előállított évi menetet az 1. ábra szemlélteti. *Bognár* korábbi — a gyakorisági eloszlásból levont következtetésével egyezően decemberben mutatkozik a minimum, viszont a maximum nem júniusban jelentkezik, hanem augusztusban, ill. májusban, míg a borultabb, párásabb június kis visszaesést mutat. Itt természetszerűleg az játszhat közre, hogy *Bognár* sokkal rövidebb időszakot dolgozott fel, másrészt az általa figyelembe vett reggeli adatok augusztusban és szeptemberben, valamint májusban — közelebb esvén a napkeltéhez, mint júniusban — alacsonyabb értéket adtak.

2. ábra. A vízszintes látástávolság kapcsolata az aeroszol-koncentrációval Mészárosné Nagy Á. nyomán (Időjárás 1964. 3. sz. 150. lap)



Munkánk következő részében azt vizsgáltuk meg, hogyan alakul a látástávolság különböző irányú szelek esetében. Itt is az 1954—63. évek 14 órás észlelési anyagát használtuk fel, és a feldolgozást az OMI adatain kívül a pestlőrinci Aerológiai Observatórium adataival is elvégeztük. A szélirányok szerint történő feldolgozás így választ ad arra az érdekes kérdésre: hogyan és milyen mértékben befolyásolja a nagyváros a látástávolsági viszonyokat. Ez különben azért fontos, mert ismeretes [6, 7], hogy a levegő portartalma és a látástávolság közt összefüggés áll fenn (2. ábra), így közvetlen mérés hiányában a látástávolságból következtetni lehet a légszennyezettségre.

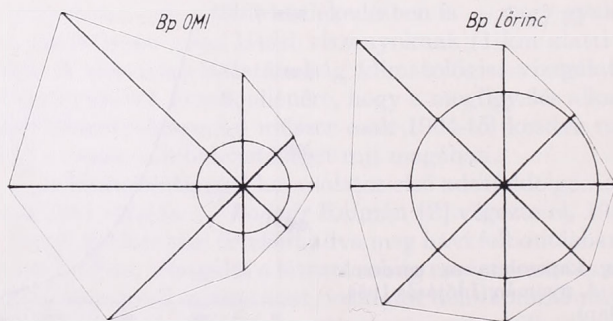
A II. táblázat a 3 téli és 3 nyári hónapra tartalmazza a látástávolsági fokozatok százalékos megoszlását különböző szélirányok esetén. (A mellék szélirányok adatait az óramutató járása szerint következő széliránnyal vontuk össze.)

II. TÁBLÁZAT

A látástávolsági jelzőszámok gyakorisága %-ban 14 óraker különböző szélirányok esetén (1954 – 1963)

		Budapest OMI										Budapest Aerológiai Obsz.									
		December – Január – Február																			
		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	O	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	O		
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
2	1	2	4	4	1	2	—	—	—	5	1	—	3	—	2	2	1	—	—		
3	3	5	13	11	4	2	—	—	—	14	—	1	3	4	4	4	2	2	6		
4	12	19	19	11	15	2	1	2	38	3	3	9	8	6	4	6	2	6			
5	23	28	23	26	28	7	4	6	24	11	14	12	11	19	9	15	7	23			
6	17	18	22	22	15	14	11	11	5	38	45	26	23	20	26	18	19	26			
7	25	18	9	20	25	35	30	25	9	28	27	35	37	27	25	37	37	33			
8	17	10	7	6	9	31	45	41	5	13	8	9	16	19	23	14	23	3			
9	1	—	2	—	2	7	9	15	—	5	—	3	1	2	6	7	8	3			
	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	1	1	—	2	—			
Közepes látástávolság (km)		6,1	3,8	3,8	3,4	4,6	10,1	12,5	13,6	2,2	7,6	5,4	5,9	6,3	7,3	9,1	8,2	11,1	4,7		
		Június – Július – Augusztus																			
		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	O	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	O		
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
4	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	—	—	—	4	1	1	13		
5	—	1	3	1	1	2	1	1	—	3	5	12	4	2	2	8	2	13			
6	7	9	15	6	9	5	3	4	22	20	13	18	17	9	7	14	7	25			
7	45	36	51	44	47	37	40	44	57	41	36	37	42	43	31	36	43	25			
8	40	45	28	44	41	54	51	46	14	33	41	29	34	45	52	38	45	12			
9	7	9	3	5	2	2	5	5	7	1	3	4	3	1	4	3	2	12			
Közepes látástávolság (km)		26,1	28,0	20,5	25,8	23,5	26,2	27,8	26,6	20,1	19,7	23,3	20,2	21,5	23,1	26,5	22,2	23,7	19,2		

A táblázatból kitűnik, hogy nyáron a látási viszonyok az egyes szélirányok szerint csak jelentéktelen eltérést mutatnak, és különösebb városi hatás sem fedezhető fel. Annál érdekesebb a téli hónapokban kibontakozó kép, amelyet a 3. ábrán szélrózsa-ábrázolásban mutatunk be. Látható az ábrán, hogy a nyugatias szelek mindkét állom-



3. ábra. A látástávolság a téli hónapokban különböző szélirányok és szélszél esetén. (Az ábrán 5 mm felel meg 1 km látástávolságnak)

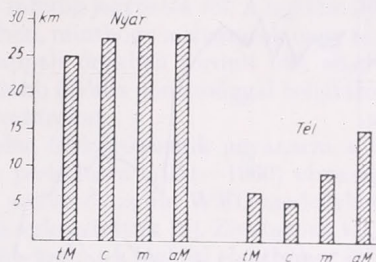
máson eleve jobb látási viszonyokkal járnak együtt. Ezt a különbséget a városi hatás az OMI esetében fokozza, az Aerológiai Observatórium esetében pedig gyengíti, így az utóbbi helyen a látástávolságban az egyes szélirányok szerint csupán mintegy fele akkora különbség mutatkozik. A két állomás látási viszonyainak határozottan a városi légszennyeződés hatására visszavezethető eltérést a relatív értékek útján való összehasonlítás tükrözi legvilágosabban (III. táblázat).

III. TÁBLÁZAT

Az OMI téli látástávolságai a megfelelő obszervatóriumi értékek százalékában

Szélirány %	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	O
	80	70	64	54	63	111	152	123	47

A nyugati szektorból, tehát a Budai-hegység felől fújó szelek idején az OMI az Aerológiai Observatóriumhoz képest jobb, egyébként pedig — különösen délkeleti széliránynál — sokkal rosszabb látási viszonyokat mutat. A szélszendekek esetében a városi állomás rovására jelentkező nagy eltérés ugyancsak a légszennyeződés hatásával magyarázható. A két észlelőhely látástávolsági értékeinek aránya tehát egészében a város központjához képest elfoglalt helyzetüket tükrözi vissza.

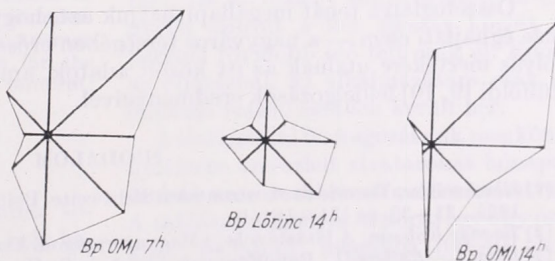


4. ábra. A látástávolság alakulása különböző légtömegfajták esetén

A Meteorológiai Intézet évkönyveiben közölt légtömegnaptár alapján az 1954—58. évekre a főbb légtömegfajták szerint is feldolgoztuk a látástávolsági adatokat; az eredményt — amely kiegészíti a szélirányok szerinti vizsgálattal nyert képet — a 4. ábrán mutatjuk be.

A szélirányok szerinti vizsgálatot elvégezve olyan esetekre, amikor köd volt, az 5. ábrán feltüntetett köd-szélrózsákat nyertük. A 7 és 14 órai terminusok köd-szélrózsái jellegükben nem ütnek el egymástól. Feltűnő, hogy a pestlőrinci és Kitaibel Pál utcai köd-szélrózsa mennyire eltérő, és hogy a Budai-hegység felől érkező szelek csak egészen ritka esetben járnak együtt köddel; inkább ködoszlató hatásúak a budai olda-

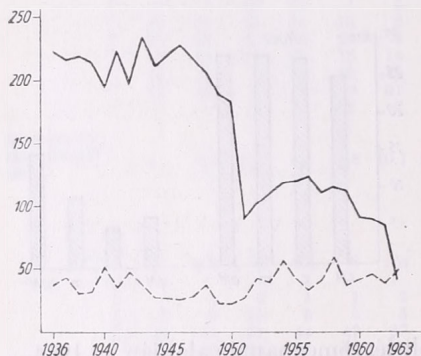
5. ábra. A köd és szélirányok közti összefüggés. (Az ábrán a szélirányoknak megfelelő vonalak a ködök előfordulási számával arányosak. 1 mm megfelel egy előfordulási esetnek a vizsgált tíz év során.)



lon; annál gyakoribb, hogy a keleties áramlás köddel jár együtt. Főbb vonásaiban a kialakuló kép egyezik a Hille által végzett [8] régebbi vizsgálat megállapításaival. Figyelemre méltó, hogy a vizsgált 10 esztendő során a 14<sup>h</sup>-s terminusban Pestlőrincen 105 esetben észleltek ködöt, míg a városi helyzetű Kitaibel Pál utcában 183 alkalommal.

Megvizsgáltuk az 1959—63. évek 14 órás terminusaiból azokat az eseteket, amikor csak az Aerológiai Observatórium (23 eset), vagy csak az OMI (65 eset) észlelt ködöt. Míg az előbbi esetek közül 12-ben (52,2%) a nyugati szektorból fújó szelet találtunk az OMI-ban, addig olyankor, amikor a két állomás közül csak a budai észlelt ködöt, a nyugati szektorból fújó szelek csupán 3 esetben (4,6%) fordultak elő. 95,4%-ban pedig a szennyezett levegőjű város felől érkezett a légáramlás. Ez ugyan-csak a városi hatás lényeges szerepét mutatja a ködképződésben.

Végül megkíséreltük, hogy választ adjunk arra a kérdésre, vajon a városi légszennyeződés növekedése kimutathatóan hatott-e a ködgyakoriságra és a látástávolságra az észlelések megkezdése, 1936 óta eltelt közel három évtized során. A 6. ábra a 2 km alatti látás (párasság + köd) előfordulásának számát, valamint a 20 km feletti kitűnő látás gyakoriságát szemlélteti az egyes években. Úgy látszik, hogy a rossz látási viszonyok aránya nem növekedett meg lényegesen. Feltűnő viszont, hogy a 20 km



6. ábra. A 2 km alatti (---) és a 20 km feletti (—) látástávolság előfordulási számának alakulása a 14 órai terminusban 1936—63 között

feletti látás évenkénti értéke 200-ról 50 alá csökkent. Nyilvánvaló, hogy itt az észlelési anyag nagyfokú ahomogenitásával állunk szemben, ami feltehetőleg abból adódik, hogy az észlelők régebben a jobb látás irányában a budai hegyek láthatóságából következtettek a látástávolságra, míg újabban jó látási viszonyok esetén — nyugat felé a látás korlátozott lévén — inkább a város irányában észlelnek. Leszögezhetjük, hogy az anyag egyidejű észlelések összehasonlítását (pl. szélirányok, légtömegek szerint) lehetővé teszi ugyan, de hosszabb sorozatú időbeni változás vizsgálatára már nem alkalmas.

Összefoglalva tehát megállapíthatjuk azt, hogy a látástávolság is — mint annyi más éghajlati elem — a nagyváros térségében erősen annak befolyása alatt áll. E befolyás mértékére utalnak az itt közölt adatok, amelyek összehasonlíthatók hasonló, külföldi [9, 10] feldolgozások eredményeivel.

#### IRODALOM

- [1] Koschmieder: Theorie der horizontalen Sichtweite. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, 1925., 33—35. és 171—181. l.
- [2] Bognár Kálmán: A látástávolság Magyarországon. Doktori értekezés, Bp. 1938.
- [3] Lépp I.—Rajkay Ö.: Repülőtereink éjszakai alkalmasságának kérdéséhez. Időjárás 1957. 4. sz. 278—284. l.
- [4] Kakas J.—Otta E.-né: A köd gyakorisága Magyarországon. Beszámoló az 1955-ben végzett tudományos kutatásokról. Bp., 1955. 152—165. l.
- [5] Antal Emánuel: A köd gyakorisága és tartalma a különböző makroszinoptikus helyzetekben. Időjárás 1958. 1. sz. 39—45. l.
- [6] Mészárosné Nagy Á.: A légköri aeroszol-részecskék koncentrációjának kapcsolata az időjárás elemekkel. Időjárás, 1964. 3. sz. 145—150. l.
- [7] Fett, W.: Der atmosphärische Staub. Berlin, 1958.
- [8] Hille A.: Köd- és szélgyakoriság a Ferihegyi repülőtéren. Beszámoló az 1955-ben végzett tudományos kutatásokról. Bp. 1955. 262—267. l.
- [9] Kratzer, P. A.: Das Stadtklima. Braunschweig, 1956.
- [10] Holzworth: Some Effects of Air Pollution on Visibility In and Near Cities. In: Air Over Cities, Cincinnati 1961.

## A zivatarok gyakorisága Budapest-Ferihegy repülőterén

*The Frequency of Thunderstorms Observed at Budapest-Ferihegy International Airport* (Summary). From the viewpoint of aeronautical climatology the author has analysed thunderstorm observations carried out at Budapest-Ferihegy International Airport in the period of 1951—1960. In Table I he presents the monthly distribution of 440 thunderstorms, in Table II the number of days with thunderstorms. Among 310 stormy days 1 thunderstorm was observed on each of 215 days, 2 on each of 62 days, 3 on each of 20 days, 4 on each of 9 days, 5 on a single day, 6 on each of 2 days and 7 on an other single day, respectively. For the presentation of the daily march of thunderstorms the number of 1 and 3 hour periods with thunderstorm were analysed. Before the representation, series of data were smoothed. The similarity between the two curves is remarkable. From this it can be concluded that there is no need to analyse the hourly frequencies. The minimum of the daily march falls into the interval of 0600—0900 GMT the same way as in the cases of Szeged, Nyíregyháza [1], Berlin-Schönefeld and Görlitz [3] while the maximum shows up less sharply in the period of 1200—1800 GMT. The durations of thunderstorms were also analysed for the summer half year (April-September). 97 per cent of the total thunderstorms occur in this period. The results are presented in Table III from which the number of thunderstorms of different duration as well as the duration of the longest thunderstorms by months can be read. The average monthly duration of thunderstorms for the studied summer half year was rather uniform: of  $1.1 \pm 0.1$  hour.

\*

A repülés-éghajlati vizsgálataink során, amelyekről folyóiratunkban már beszámoltunk [1, 2], foglalkoztunk a Budapest-Ferihegy repülőterén észlelt zivatarok statisztikai elemzésével is. A feldolgozást a potsdami (1962) és a budapesti (1963) repülésklimatológiai szakértői ülés ajánlásai alapján indítottuk meg.

Budapest-Ferihegy repülőterén 1950 januártól folynak meteorológiai észlelések, több-kevesebb rendszerességgel. Az adatokat összevetve az Országos Meteorológiai Intézet Központi obszervatóriumának följegyzéseivel, kiderült, hogy a zivartarmegfigyelések szempontjából a re-

pülőteri észlelések csaknem teljesnek mondhatók. Kisebb hiányai abból erednek, hogy főleg az első években (kb. 1953-ig) a zivatarok kezdetét és végét nem mindig jegyezték föl. A legtöbb ilyen esetben, minthogy a zivatarok nagy része a nappali órákban fordult elő, sikerült legalább félórás pontossággal behatárolni a zivatarokat.

Jelen feldolgozásunk ugyanarra a tízéves periódusra (1951—1960) támaszkodik, amelyről az ún. WMO-modelleket is megszerkesztettük [2]. Zivatarok tekintetű azokat a légköri elektromos jelenségeket, amikor a repülőterén dörgés volt megfigyelhető (esetleg villámlással együtt, akár hullott csapadék, akár nem. De nem vettük tekintetbe az ún. villogást. Gyakran előfordul, hogy a villámlások, illetve dörgések közt hosszabb szünet áll be. Ilyenkor az észlelő egyéni megítélésétől függ, folyamatosnak tekint-e a zivartart, vagy pedig két zivartart jegyez föl. Az adatok egyszerűvétele érdekében folyamatosnak minősítettük a zivartart, ha az észlelő által rögzített megfigyelés szerint a két zivatar között 20 percnél rövidebb idő telt csak el. Ennek az eljárásnak az alkalmazására csak elenyésző számú esetben került sor.

A statisztikai feldolgozásunk megkönnyítésére az észlelt zivatarokat hónapok és órák szerint táblázatban összesítettük. A táblázat függélyes oszlopai egy-egy órák között foglaltak magukba (00—01, ... 23—24) GMT szerint, s vízszintesen egy-egy nap adatait írtuk be. Felírtuk a zivatar kezdetének és végének pereszámát, s különböző színnel jelöltük a csapadéknélküli (ún. száraz) és csapadékkal együtt járó zivartart.

Az adatok kiírása után először megszámláltuk, hogy az adott időszakban hány zivartart figyeltek meg, s milyen volt hónapok szerinti eloszlásuk (I. táblázat).

Tekintettel arra, hogy a vizsgált periódus éppen tíz év volt, az I. táblázat ér-

tékeinek tizedrésze megadja, hogy egy-egy évben a kérdéses hónapban átlagosan hány zivatarra számíthatunk. Megállapítható, hogy december az az egyetlen hónap, amikor az említett tízéves időszakban nem volt zivatar. A zivatároknak zöme (97%-a) az április 1. és szeptember 30. közötti félévben fordul elő.

I. TÁBLÁZAT

A zivatároknak száma Budapest-Ferihegyen, 1951—1960.

Jan.	1	Máj.	88	Szept.	16
Febr.	3	Jún.	124	Okt.	5
Márc.	3	Júl.	102	Nov.	1
Ápr.	18	Aug.	79	Dec.	0
				Év	440

A II. táblázat foglalja össze a zivataros napok számát hónapok szerint felosztva. A két táblázat közvetlenül nem hasonlítható össze, mert különböző szempontok szerint készült. Az I. táblázatban feltüntetett zivatároknak közül ugyanis 18 a következő napra is átnyúlt (véletlenül egy sem akadt, amely az egyik hónapról a

II. TÁBLÁZAT

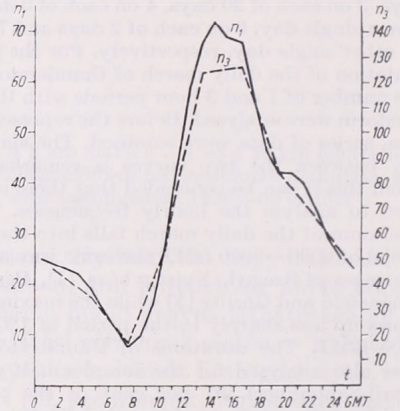
A zivataros napok száma Budapest-Ferihegyen, 1951—1960.

Jan.	1	Máj.	57	Szept.	13
Febr.	2	Jún.	75	Okt.	4
Márc.	3	Júl.	72	Nov.	1
Ápr.	19	Aug.	63	Dec.	0
				Év	310

másikra is átterjedt volna). Így a II. táblázatban kimutatott 310 zivataros napra tulajdonképpen nem 440, hanem  $440 + 19 = 459$  zivatar jutott. Azaz 149 zivatar (az összes zivatároknak 32%-a) olyan napon volt, amelyen legalább egy zivatar már előfordult. A feldolgozásból kiderült, hogy a 310 zivataros nap közül 215 napon (69%) csak egy, 62 napon (20,0%) kettő, 20 napon (6,4%) három, 9 napon (2,9%) négy, 1 napon (0,3%) öt, 2 napon (0,6%) hat és 1 napon (0,3%) hét zivatart figyeltek meg. Megjegyezzük, hogy a hét zivatar együttes időtartama (1956. június 9.) alig haladta meg a három órát, míg a júniusi leghosszabb zivatar időtartama négy és fél óra volt (1955. június 23.).

A potsdami ajánlás szerint meghatároztuk a zivataros, 3 órányi intervallumok

számát havonként, vagyis azt, hogy hány 3 órás intervallumban észleltek zivatart (számuktól és hosszuktól függetlenül). A kis zivatar-gyakoriságú téli hónapokat leszámítva az egyes hónapok között a napi menetet illetően lényeges eltérések nincsenek. A részletes adatokat más helyen (a repüléséghajlati összesítések sorozatában) tesszük közzé, ezért itt csak az éves összegek alapján szerkesztett görbét mutatjuk be (1. ábra). Ebből kitűnik, hogy



1. ábra. A zivataros órákőzök száma Budapest-Ferihegy repülőtéren (1951—1960):  $n_1$  — órás intervallumok száma (folytonos görbe),  $n_3$  — háromórás intervallumok száma (szaggatott görbe).

a minimum a reggeli, illetve a koradél-előtti órákra esik (06-09 GMT), míg a maximum a 12 és 18 GMT közötti két intervallumra. A kettő között különbséget tenni a kevés adat, azaz a kis statisztikai pontosság miatt nem lehet.

Hasonló feldolgozások közül eddig a nyíregyházi, szegedi [1], valamint a berlin-schönefeldi és görllitzi [3] adatokat publikálták. Valamennyi itt említett esetben a szélső értékek beálltának időszaka között lényeges eltérés nem mutatkozik.

Elkészítettük a budapesti ajánlásoknak megfelelően a zivataros órákőzök havonkénti eloszlását is. Közlését azonban itt mellőzzük, minthogy újabb eredményt nem ad, s máshol úgyszólván publikáljuk. A kétfajta feldolgozás számszerűleg szintén nem hasonlítható össze közvetlenül.

Hiszen a háromórás időszak alatt lehet két és félórás, de lehet öt perces zivatar is, ám mindegyik csak egy esetnek számít. Ha azonban órás időszakokra térünk át, az előbbi 3, az utóbbi 1 esetet jelent. Ily módon a 310 napon észlelt 440 zivatar 552 háromórás, illetve 870 egyórás zivataros időszakot adott.

Az egyórás zivataros időszakok összeszámlálásából kapott napimenetnek a görbéje, — tekintettel az esetek kevés számára és az időszak rövid voltára, — meglehetősen szeszélyes futású. Éppen ezért egyszerű simítást hajtottunk végre  $[1/3 (n_{n-1} + n_n + n_{n+1})]$ . A kapott eredményt felvittük az I. ábrára. A két görbe hasonlósága meglepő (különösen, ha az ordináták önkényesen megválasztott egész számú arányára gondolunk). Wehner [3] is végzett ilyen összehasonlítást. Nála nem ilyen nagyfokú az egyezés. Mégis, úgy látszik, elegendő csak a háromórás intervallumok feldolgozása.

Befejezésül megvizsgáltuk a zivatark időtartamát. Megállapítottuk mindegyik hónapban az 1 óránál rövidebb, továbbá az 1 óránál hosszabb, de 2 óránál rövidebb, s í. t. időtartamú zivatark számát. A feldolgozásból a nagyon kevés zivatark előfordulású téli hónapokat kirekesztettük. Az eredményt a III. táblázatban mutatjuk be. Ennek utolsó sorában feltüntettük a leghosszabb zivatar időtartamát 10 percnyi pontossággal. Nagyobb pontosságot a feljegyzett adatok nem engednek meg, de a megfigyelések módszere sem.

### III. TÁBLÁZAT

A zivatark időtartama Budapest-Ferihegyen, 1951–1960.

Tartam órákban	Á	M	J	J	A	Sz	Σ
0-1	12	57	82	63	46	11	271
1-2	2	18	25	20	19	3	87
2-3	4	6	11	12	11	2	46
3-4	.	6	5	3	3	.	17
4-5	.	.	1	3	.	.	4
5-6	.	1	.	.	.	.	1
6-7	.	.	.	1	.	.	1
Összes	18	88	124	102	79	16	427
Max. tartam	2h40'	5h20'	4h30'	6h50'	3h30'	2h10'	6h50'

Az időtartam szerinti feldolgozást minden egyes hónapra és minden egyes órára kiterjesztettük. Jellegzetes napimenet azonban itt éppúgy, mint a Wehner [3] által bemutatott táblázatokban, nem mutatkozik. Egy-egy hosszabb zivatar nagyon eltorzítja a feldolgozás eredményét. Ez utóbbiak száma azonban már kicsiny (a három óránál hosszabb időtartamú zivatark száma pl. alig több 5%-nál), úgyhogy statisztikailag pontatlan az eredmény. Hosszabb adatsorok birtokában kell e kérdést megvizsgálni.

A zivatark átlagos tartama az április—szeptemberi időszakban egységesen 1,1+0,1 óra.

### IRODALOM

- [1] Adányi L. — Máhr J.: Néhány statisztikai adat Nyíregyháza és Szeged zivatarklimájáról. Időjárás, 67. évf. Budapest, 1963. 226—231.
- [2] Ozorai Z.: Látástávolság és felhőmagasság a Budapest-Ferihegy repülőtéren. Időjárás, 68. évf. Budapest, 1964. 292—297.
- [3] Wehner, H.: Gewitterauswertung für flug-klimatologische Zwecke. Zeitschrift für Meteorologie, Band 17, Berlin, 129—142.

**IRODALOM-rovatunk  
jelen számunkból anyagtorlódás miatt kimaradt**

## HUSZONÖT ÉVE MŰKÖDIK A TÁTRALOMNICI METEOROLÓGIAI OBSZERVATÓRIUM

A Magas Tátrának kiemelkedő pontján, a 2634 m magas Lomnici-csúcson 1940. október 1-én kezdte meg működését Csehszlovákia és egyúttal a Kárpátok legmagasabb meteorológiai állomása, a tátralomnici Meteorológiai Obszervatórium. A 30-as években Csehszlovákiában jelentős fejlődésnek indult a turistaforgalom s ennek érdekében határozták el a Lomnici csúcsra vezető kötélpálya megépítését. Neves meteorológusok és geográfusok kezdeményezésére a csúcson, a kötélpálya végállomásának épületében meteorológiai obszervatórium létesült.

Négy évi működése után 1944. végén a visszavonuló német csapatok rendelkezésére az észlelők elhagyták az obszervatóriumot. Az észlelések 1945. januárjától szüneteltek, s csak a megrongált kötélpálya helyreállítása után, 1947. januárjában kezdődtek meg ismét. Ettől kezdve a lomnici obszervatóriumban zavartalanul végzik az észleléseket.

A Lomnici-csúcs rászolgál a nevére: a meredek sziklafalak valóban szűk keresztmetszetű csúcsban futnak össze s a kis állomásépület, benne az obszervatóriummal, pontosan a csúcsra épült. A terraszról, ahol a műszereket elhelyezték, és ahonnan a megfigyeléseket végzik, minden irányban szabad a kilátás. Az épület fekvése meteorológiai szempontból kitűnő. Az obszervatóriumban a szokásos meteorológiai megfigyeléseken és méréseken kívül napsugárzásméréseket, továbbá a jéglerakódásra, a csapadék kémiai összetételére, radioaktivitására és más légkörfizikai jellemzőkre vonatkozó méréseket is végeznek. Az obszervatórium észlelései, megfigyelései nagyon értékesek a magashegység éghajlatának megismerése szempontjából, de rendkívül hasznosak a Kárpátok térségében az időjárás előrejelzése, általában az időjárás kutatás számára is.

Az obszervatórium 25 éves fennállása alkalmából a Csehszlovák Meteorológiai Társaság 1965. október 5–7. között Tátralomnicon tu-

dományos ülésszakot rendezett. A jubileumi ülésen a Magyar Meteorológiai Társaságot a társelnök és a főtítkárnak képviselte, akik egyúttal a Csehszlovák Meteorológiai Társaság Elnökségének két év előtti magyarországi látogatását viszonzták.

Az ülés bevezetőjében *M. Konček* egyetemi tanár, a Csehszlovák Meteorológiai Társaság elnöke ismertette az obszervatórium 25 éves történetét, valamint az éghajlatkutatásban s általában a magas hegység meteorológiájában elért fontosabb eredményeket. Előadásához csatlakozott *M. Orlicz* egyetemi docensnek, a Magas Tátra északi, lengyel területén 1980 m magasságban épült Kasprowy Wierch-i obszervatórium vezetőjének előadása a lengyel obszervatórium történetéről és munkájáról. A két Magas Tátra-i obszervatórium együttműködéséből nagyon értékes eredményeket várhatunk a meteorológia és a légkörfizika számos területén.

Az ülésszakon elhangzott 22 előadás a magas hegység klimatológiájának, szinoptikájának, a légkörfizikának és az aerológiának számos kérdésével foglalkozott s áttekintést nyújtott arról az értékes kutató munkáról, amelyet a magas hegység éghajlatának és időjárásának feltárása érdekében a csehszlovák meteorológusok végeznek. Hidrometeorológiai szempontból értékes előadások hangzottak el az árvíz-keltő nagy csapadékokkal kapcsolatos időjárási helyzetekről, a hegyi és a síksági csapadékok időtartamáról, a Tátrában totalizátorokkal nyert eredményekről, a száraz és a csapadékos időszakok gyakoriságáról, a hótakaró víztartalmáról. Aerológiai szempontból érdekes előadásokat hallottunk a Lomnici-csúcson mért széladatok és a szabadlégköri szélérések összehasonlításáról, a levegő nedvességének a magassággal való változásáról a Tátrában végzett mérések alapján, az alsó troposzféra vizgőztartalmanak meghatározásáról hegyi mérésekkel. Az erdészeti meteorológia tárgyköréből előadások hangzottak el az erdő felső határán végzett mikroklíma-mérések eredményeiről, az időjárás okozta erdőkárokról. Nagyon hasznos lenne, ha az elhangzott előadások anyaga, mely-

ről ez a beszámoló nem adhat teljes képet, a rendezőség tervei szerint nyomtatásban is megjelenék.

Október 7-én a résztvevőknek alkalmuk nyílt megtekinteni a Kőpataki -tő (Skalnáte Pleso) mellett fekvő Csillagászati és Meteorológiai Observatóriumot és meglátogatták a Lomnici-csúcsra épült, 25 éves Meteorológiai Observatóriumot is. A kitűnően szervezett ülésszak alkalmat adott a Csehszlovák, valamint a Magyar Meteorológiai Társaság további együttműködésére vonatkozó, baráti légkörben lefolyt megbeszélésekre is.

(Béll B.)

\*

## AZ OSZTRÁK METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG JUBILEUMI ÜLÉSE

Az Osztrák Meteorológiai Társaság — megalapításának, valamint az első osztrák szinoptikus térkép szerkesztésének 100. évfordulója alkalmából — szimpóziumot rendezett Bécsben az időjárás előrejelzésének kérdéseiről. A szeptember 23—25. között lezajlott összejövetelen a Magyar Meteorológiai Szolgálat képviselőtében *Ambrózy Pál*, a Magyar Meteorológiai Társaság küldötteként *Götz Gusztáv* tudományos munkatárs vett részt.

Több, mint 200 meteorológus jelenlétében *F. Steinhäuser* professzor nyitotta meg a szimpóziumot, ezt követően pedig *A. Defant* professzor tartott díszelőadást, amelyben áttekintette a szinoptika 100 év alatt bekövetkezett fejlődését.

*J. Bjerknes* előadása a ciklonképződés polárfront-elméletéről szólt. Hangsúlyozta, hogy a ciklonképződésre vonatkozóan még nagyon sok az empirikus, elméletileg alig alátámasztott elképzelés.

*J. Holmboe* — aki *V. Bjerknes* korabeli vizsgálatainak leghűbb folytatója — fiatal frontális hullám növekedési mechanizmusáról tartott tisztán elméleti jellegű előadást.

*R. Scherhag* az aerológiának a szinoptikus analízisben és előrejelzésben betöltött fontos szerepéről beszélt. A szinoptikus aerológiának nagyobb magasságokra való kiterjesztése egyre újabb jelenségeket tár fel.

*H. Reuter* vázolta azt a három utat, amelyen a meteorológiai feladatok térbeli tanulmányozását lehet elvégezni (szinoptikus klimatológia, egyedi vizsgálatok, modell készítés). Előadása után élénk vita folyt arról, hogy a számszerű előrejelzés mikor, és milyen mértékben fog a konvencionális módszerek helyébe lépni.

A numerikus előrejelzés sikeres elvégzésének egyik előfeltétele az, hogy a meteorológiai káros hullámok ki legyenek szűrve. E kérdésről beszélt *K. Hinkelmann*.

*J. Namias* a távprognosztikai módszerek fejlődéséről számolt be. Elsősorban *Rossby* és

iskolája tevékenységét ismertette, de kitért számos más módszer bemutatására is.

Az érdekes előadásokat vita követte.

A tartamában rövid, de tartalmában gazdag összejövetelt fogadás, ünnepi vacsora és kirándulás tette még teljesebbé. A vendéglátók *H. Reuter* professzor vezetésével igen jól megszervezték a szimpóziumot.

(*Ambrózy P.*)

\*

## BIOKLIMATOLÓGIAI KONFERENCIA CSEHSZLOVÁKIÁBAN

A IV. Csehszlovák Bioklimatológiai Konferenciát október 10—15. között rendezte Brünnben a Csehszlovák Tudományos Akadémia mellett működő — 1965 augusztusától önálló — Csehszlovák Bioklimatológiai Társaság. A gondosan és nagyvonalúan előkészített konferenciára közel 200 résztvevő gyűlt össze, közöttük mintegy 70 külföldi. A konferencia *Prof. Václav Novák* akadémikus, a Társaság elnökének megnyitója után négy szekcióban (humán bioklimatológia, állatorvosi és állattenyésztési bioklimatológia, mezőgazdasági bioklimatológia, erdészeti és földrajzi bioklimatológia) több, mint 80 előadás bemutatásával és megvitatásával végezte munkáját. A szekciók témakörének fenti megjelölésén túl meg sem kíséreljük az előadások részletesebb ismertetését, az nagyon túllépné ennek a beszámolóznak a kereteit. Érdekességként kiemeljük azonban a holland *S. W. Tromp*-nak, a Nemzetközi Biometeorológiai Társaság főtitkáranak német nyelven szabadon tartott előadását, amelyben klimakamrában előállított, közéletben magas hegynek mondható légköri viszonyok között kísérleti személyekkel végzett vizsgálatának tapasztalatait ismertetette s a vitában résztvevőknek angol, francia vagy német nyelven válaszolt.

A konferenciához az ilyen alkalmakkor szokásosnál is szorosabban kapcsolódó tanulmányi program csatlakozott, amelynek keretében a Račice-i mikroklíma-kísérleteket és a Morvákarszt bioklimatológiai szempontból nagyon érdekes és változatos részeit látogatták meg a résztvevők. Egésznapos tanulmányútként egy dél-morvaországi kirándulás zárta be a konferenciát.

A konferencia hat magyar résztvevője (*Ádám Tamás* ÁKI, *Justyák János* KLTE, *Kéri Menyhért* OMI, *Prof. Kovács Ferenc*, *Nagy Attila* Állatorvostud. Egyet., *Papp László* ERTI) maximálisan kivette részét a szakmai munkából, mert 6 előadással járult hozzá annak sikeréhez. A sikeres, nagy munkát igénylő rendezés *V. Havlíček*, a brünni mezőgazdasági főiskola bioklimatológiai tanszéke vezetőjének érdeme.

(*Kéri M.*)

## MAGYAR SZINOPTIKUSOK TANULMÁNYÚTJA A SZOVJETUNIÓBAN

A magyar-szovjet műszaki-tudományos együttműködés keretében *Bodolai István* főosztályvezető és *Adámly László* tudományos munkatárs 1965. október 6. és 18. között tanulmányúton vett részt a moszkvai Központi Előrejelző Intézetben. A tanulmányút célja az időjárás rövidtávú előrejelzésére a Szovjetunióban jelenleg alkalmazott operatív módszerek megismerése volt. A munkaprogram felölelte valamennyi alapvető időjárású objektum és elem előrejelzését: a légnyomási mező, a ciklonok és anticiklonok fejlődése és áthelyeződése, a vertikális sebességi mező kiszámítása, a felhőzet, hőmérséklet, csapadék, valamint a kód és a futóáramlás előrejelzésére alkalmazott módszerek tanulmányozását.

A tanulmányút résztvevői megtekintették az elektronikus számítóközpontot, a hírközpontot, részletes tájékoztatást kaptak a szakemberek továbbképzésének, az új előrejelzési eljárások bevezetésének szervezeti formáiról, továbbá a szinoptikus információs anyag irattározásáról.

A tanulmányút keretében szerzett tapasztalatok elősegítik a moszkvai világközpontból érkező előrejelzési térképek célszerű felhasználását a hazai előrejelzések minőségének emelése.

(*Adámly L.*)

✱

## A MAGYAR FÖLDRAJZI TÁRSASÁG 89. KÖZGYŰLÉSE

A Magyar Földrajzi Társaság szeptember 12-én tartotta 89. rendes közgyűlését Gödöllőn az Agrártudományi Egyetem aulájában. A vendéglátó Egyetem nevében mint házigazda *Bacsó Nándor* egyetemi tanár köszöntötte a közgyűlés résztvevőit, majd *Radó Sándor* társelnök nyitotta meg az ülést, kegyeletes szavakkal emlékezve meg a Társaság nemrég elhunyt elnökéről, a kiváló kutatóról: *Szabó Pál Zoltán* tudományos intézeti igazgatóról. A lelépő elnökség beszámolóját a Társaság főtítkára *Simon László* tudományos osztályvezető állította össze és ismertette. Gazdag, sokoldalú és sokfelé ágazó egyesületi tevékenységről tanúskodott ez a beszámoló, amelyből különösen a szakosztályok élénk szakmai szervező, ismeret-terjesztő és kutatómunkára is ösztönző szerepe világított ki.

Meglepő, hogy a Magyar Földrajzi Társaság egyesületi életének a problémái mennyire azonosak más tudományos egyesületekben — így a Magyar Meteorológiai Társaságban is — manapság felmerülő kérdésekkel. Így például mielőbbi megoldásra váró kérdés a Társaság célkitűzéseinek, feladataikörének pontos meghatá-

rozása, figyelembe véve a földrajz szerepének, jelentőségének általános megváltozását, különösen pedig azt, hogy a népgazdaság egyes területein (regionális tervezés, a gazdasági erőforrások komplex számbavétele és kihasználása, stb.) fontossága erősen megnövekedett. Jelentkezik ez a probléma, éppen úgy mint a Magyar Meteorológiai Társaságban is, a hagyományos vándorgyűlések programjának napjaink legfontosabb tudományos kérdéseire igazodó kialakítása szükségességében is.

A főtítkár tetszéssel fogadott beszámolója után a fölmentett tisztikar helyébe szinte egyhangúknak mondható szavazással elnöké *Kádár László* egyetemi tanárt (Debrecen), társelnökké *Láng Sándor* és *Radó Sándor* egyetemi tanárokat, főtítkárrá pedig *Simon László* tudományos osztályvezetőt választotta a közgyűlés.

*Láng Sándornak* a mintegy 25 000 km-es szovjetunióbeli útjáról tartott, színes diarepekkel gazdagon illusztrált szakmai és turista élménybeszámolója és az Agrártudományi Egyetem Tangazdasága különböző ágainak — köztük az *agrometeorológiai mérő-kutatómunkának* — a bemutatása tette szakmai szempontból friss élményekkel gazdagítottá a Magyar Földrajzi Társaság 1965. évi közgyűlését.

(*Kéri M.*)

✱

## ÓZONMÉRÉSI TANULMÁNYÚT A NÉMET DEMOKRATIKUS KÖZTÁRSASÁGBAN

Az Országos Meteorológiai Intézet két tudományos munkatársa, *Borbély Edit* és *Ventura Eduárd* október 27. és november 9. között ózonmérések problémáival kapcsolatos tanulmányúton járt a Német Demokratikus Köztársaságban. A két magyar meteorológus az első héten Potsdamban dr. *K. Grasnick* vezetésével megismerkedett a Dobson-spektrofotométer elvi működésével és szerkezeti felépítésével, valamint kezelésével. Több napon át résztvevett a gyakorlati mérésekben és az eredmények értékelésében, továbbá tanulmányozta a spektrofotométer hitelesítő eljárást is. A német szakemberek hasznos tanácsokat adtak a műszer üzembeállításához és használatához. A tanulmányút eredményeként jelentős deviza takarítható meg a műszer beszerzések, mivel a műszer egyes tartozékait itthon is elő lehet majd állítani.

A tanulmányút második felében a küldöttek *K. Grasnick* társaságában résztvettek a Német Tudományos Akadémia által szervezett strahl-sundi 3. nemzetközi UV-kollokviumon. A kollokvium keretében az UV-mérésekkel kapcsolatos kutatások területéről mintegy 35 előadás hangzott el. Ezek is azt tanúsították, hogy az ózonmérésen kívül az élet számos területén nagy szerepe van az UV-sugárzásnak. A kollok-

viumot Hiddensee szigetére szervezett kirándulás zárta be.

A német meteorológiai szolgálat előzékenysége folytán a küldötteknek alkalmuk nyílt néhány meteorológiai objektum megtekintésére is. Többek között tanulmányozták a Potsdam-i obszervatórium területén működő légelektromos és villámszámláló állomást, a jól felszerelt műszerszerkesztő osztályt és műhelyt. Megtekintették a Potsdam melletti szférisköz állomást, ahol jelenleg nagyméretű építkezés folyik s néhány év múlva itt lesz a központja a légelektromos méréseknek. Meglátogatták továbbá Kühlungsbornban az ionoszféra-kutató obszervatóriumot, valamint a Greifswald-i rádiószondázó állomást.

Igen hasznos volt a berlini Aerológiai Központban tett látogatása, amelynek során a rádiószondák hitelesítésének tanulmányozásán kívül az aerológiai mérések gyakorlatának számos kérdését is megvitatták. Kicserélték tapasztalataikat a szovjet gyártmányú rádiószonda-léggömbök preparálásával, a sugárzási és tehetetlenségi hiba figyelembevételével kapcsolatban, továbbá tanulmányozták az új típusú aerológiai lyukkártyákat és évkönyvet. Jóleső érzéssel regisztrálható a német kollégák megállapítása, mely szerint a magyar aerológiai anyag szinte kifogástalan.

A tanulmányutat gazdag és emlékezetes kulturális programm egészítette ki.

(Borbély E.—Ventura E.)

✱

## A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA

1965. október 14-én ülést tartott a Technika Házában. Dési Frigyes elnöki megnyitója után Szakály József, a Társaság főtítkára számolt be a gyulai vándorgyűlés tapasztalatairól és egyben javaslatot tett, hogy az 1966. évi vándorgyűlés Esztergomban kerüljön megrendezésre. A Választmány a javaslatot elfogadta. A főtítkár ezek után a Steiner Emlékérem odaítélésére, valamint a választmányi tagok jelölésének elvégzésére bizottságok kiküldetésére tett javaslatot, amit a Választmány egyhangúlag elfogadott, majd jóváhagyta a szakirodalmi és fényképpályázatok elbírálására kiküldendő bizottságra vonatkozó előterjesztést is.

Az 1966. évi munkaterv előkészítésével kapcsolatban — amellyel részletesen a következő ülés foglalkozik majd —, a főtítkár felhívta a figyelmet a távlati kutatási tervek, valamint a szocialista államokbeli meteorológiai szolgálatok igazgatói konferenciáin kidolgozott ajánlások figyelembevételére. Hangsúlyozta annak fontosságát, hogy a munkaterv összeállításakor az Elnökség vegye tekintetbe a társszervekkel való koordináció lehetőségeit is, és tegye lehetővé más országok meteorológiai társaságaival

való kapcsolatok kiszélesítése útján az előadócserét, valamint a tematika ismertetését. Dési Frigyes az 1966. évi Meteorológiai Világnap témájának jelentőségére hívta fel a jelenlevők figyelmét.

A Választmány hosszabb vita után megbízta a Társaság Tudományos Tanácsát, hogy az árvíz meteorológiai kérdéseivel foglalkozó ankét tematikáját állítsa össze. Meghallgatta és tudomásul vette a Választmány Béll Béla társelnöknek és Szakály József főtítkárnak a Lomnici-csúcspon levő obszervatórium fennállása 25. évfordulója alkalmával, a Csehszlovák Meteorológiai Társaság által rendezett előadássorozatról szóló beszámolóját.

Végül a Választmány dr. Czina Gézát és Németh Tibort a Társaság tagjai közé felvette.

(Lépp I.)

✱

## AZ IASH „HIDROLÓGIAI KÍSÉRLETI ÉS TÁJJELELMZŐ TERÜLETEK” SZIMPÓZIUMA BUDAPESTEN

A Nemzetközi Hidrológiai Szövetség (IASH) az UNESCO támogatásával Budapesten rendezte meg a „Hidrológiai kísérleti és tájjelelmző területek” c. szimpóziumát. Az ötnapos tudományos tanácskozáson 35 ország mintegy 300 szakembere vett részt, szeptember 28-a és október 2-a között.

A szimpóziumot a Magyar Tudományos Akadémia székházának dísztermében Németh Endre, az IASH Magyar Nemzeti Bizottságának elnöke nyitotta meg.

A kormány nevében Dégen Imre, az Országos Vízügyi Főigazgatóság vezetője üdvözölte a nemzetközi tanácskozás résztvevőit. Egyebek között hangsúlyozta, hogy a magyar szakemberek odaadó munkával segítik az IASH által meghirdetett Nemzetközi Hidrológiai Decennium széleskörű kutatási programjának sikeres megvalósítását. A világgazdaságban — mint mondotta — egyre fontosabb szerephez jut a víz, s a rohamosan növekvő igényeket a hidrológusoknak a lehető legnagyobb mértékben ki kell elégíteniök. E feladatok sikeres megoldásához kíván hozzájárulni a budapesti szimpózium is.

Az IASH részéről A. Volker (Hollandia), a Szövetség elnöke üdvözölte a tanácskozást, s elismeréssel szövelt a magyar hidrológusokról, akik már évtizedek óta tevékenykednek az IASH munkájában.

J. A. Da Costa (Franciaország), a Nemzetközi Hidrológiai Decennium titkára az UNESCO nevében kívánt sok sikert és eredményes munkát a szimpóziumtól és az ülést résztvevőinek.

A tanácskozáson képviseltette magát a Meteorológiai Világszervezet (WMO) is J. A. Ro-

dier (Franciaország) személyében, továbbá az Élelmezési és Mezőgazdasági Szövetség (FAO) M. A. Grehan (Olaszország) által.

Szeptember 28-án, a plenáris ülésen elhangzott megnyitó és üdvözlő beszédek után megkezdődtek a tudományos ülések. A szimpóziumon nem kevesebb, mint 80 előadás hangzott el, köztük 13 a magyar hidrológusok részéről. A hivatalos előadói és tárgyalási nyelv angol és francia volt.

A bemutatott tanulmányok három fő kérdéscsoporttal foglalkoztak:

a) *A kísérleti és tájjellemző területek, mint a hidrológiai kutatások legfontosabb eszközei.* E témakörben mintegy 20—25 előadás hangzott el, amelyek legfőképpen a kísérleti telepeken és területeken gyűjtött adatok reprezentativitását, továbbá a kapott eredményeknek a hidrológia különböző területén történő felhasználási lehetőségét értékelték és méltatták. Több előadás foglalkozott a kísérleti területek kiválasztásának és az adatgyűjtő állomás létesítésének legfőbb elveivel, valamint a hidrológiai és hidrometeorológiai állomások különleges területeken (hegyvidék, erdő, stb.) történő szervezésének problémáival.

b) *A hidrobiológiai és hidrometeorológiai kísérleti telepeken és tájjellemző területeken végzett mérések és megfigyelések, nemkülönben a kutatások metodikai problémái és a kapott eredmények értékelése.* A 80 előadás közül legtöbb a mezőgazdaságilag művelt területek, erdők, továbbá a hórétég és a természetes vízfelszínnek vízháztartási problémáinak mérési és műszertechnikai kérdéseivel, valamint az ilyen kísérleti területeken gyűjtött adatok értékelésével foglalkozott. Ezek az előadások a meteorológusok érdeklődésére különösképpen számot tarthatnak, mivel a vízháztartási összetevők közül előtérbe állították a hó, a csuszaj talaj és a víz evaporációjának, ill. a növényzettel borított felszín evapotranspirációjának mérésére és megfigyelési módszereire vonatkozó megfontolások tárgyalását. E témakörben hallottunk előadást arról, hogy a különböző intenzitású záporok és esők esetében egyetlen csapadékmérő hány hektárra szolgált reprezentatív adatot, a különböző méretű és típusú párolgásmérő kádak szolgáltatta adatok között milyen különbségek mutatkoznak a szabadvízfelszín párolgásának meghatározásakor, hogyan határozható meg az evapotranspiráció kompenzációs liziméterekkel, evapotranspirométerekkel és a kísérleti területek vízháztartási mérlegének mérésével, továbbá hallottunk előadást arról, hogy a hidrometeorológiai megfigyeléseket hogyan tehetjük pontosabbá és könnyebbé automatikus állomások felállításával, stb.

c) *Áttekinthető értékelés a különböző országok, ill. az egyes intézmények hidrológiai kísérleti és tájjellemző területén folyó kutatásokról.* Számos ország képviselője bemutatta a hazájában eddig végzett ilyen irányú kutatási eredményeket

az Egyesült Államoktól Új-Zélandig, Marokkótól Kelet-Németorszáig terjedő területekről egyaránt.

Az előadások teljes anyagát (néhány kivételével) már a szimpózium első napján megvásárolhatták a résztvevők (2 kötet, 710 oldal), ami az IASH jó szervező munkáját dicséri.

Az elhangzott előadások és hozzászólások tudományos összefoglalását és a szimpózium értékelését J. Jaquet (Franciaország), az IASH felszíni vizek szakosztályának titkára adta meg, aki beszámolt az e témaköri tevékenységek jelenlegi helyzetéről is a tagországoktól kérdőíven beérkezett válaszok felhasználásával, majd pedig összegezte a szimpóziumon született határozati javaslatokat, amelyeket a Nemzetközi Hidrológiai Decennium Koordináló Tanácsához küldtek el.

Az UNESCO Titkárságának összehívására a szimpóziummal egyidőben Budapesten tartotta meg első ülését az a „Hidrológiai kísérleti és tájjellemző területek” munkabizottsága is, amelynek megalakítását a Nemzetközi Hidrológiai Decennium Koordináló Tanácsa májusi ülésén határozta el, s amelynek 6 ország (köztük Magyarország is) és öt nemzetközi szerv a tagja. A munkabizottság Ubell Károlyt, a VITUKI tudományos osztályvezetőjét választotta elnökül. A bizottság feladataként a Decennium idevágó programjának részletesebb kidolgozását és irányítását jelölték meg.

A szimpózium hazai szervezője a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet volt. A tudományos ülésekkel egyidőben szemelvényes kiállítás rendeztek az Akadémián a magyar hidrológia történetéről és az 1965-ös dunai árvízről. A szimpózium résztvevőinek nagy része október 3—5-e között tanulmányi kiránduláson vett részt a VITUKI rakacai, kecskeméti és fehértó-majsai kísérleti telepén, továbbá a balatonszemesi hidrológiai obszervatóriumban. A külföldiek tájékozódását nagymértékben elősegítették a kísérleti telepek munkájáról és céljairól ez alkalomra készített angol és francia nyelvű ismertető könyvecskék. A résztvevők a hidrológiával kapcsolatos egyéb intézményekben folyó hazai kutatásokról is tudomást szerezhettek egy tájékoztató kiadványból, amelyben megtalálhatták a kapcsolódó kutatásokkal foglalkozó intézmények címét, a hidrológiával kapcsolatos kutatások tárgykörének megnevezését és a kiadványok címét. E tájékoztató füzet alapján több külföldi szakember tett látogatást más intézmény-nél, többek között az Országos Meteorológiai Intézet Szarvason folyó hidrometeorológiai (hő- és vízháztartásmérések, párolgás- és evapotranspirációs megfigyelések, stb.) kutatásait is megtekintették.

A látottak és tapasztaltak után a szimpózium résztvevői azzal a jóleső érzéssel hagyhatták el hazánkat, hogy a Nemzetközi Hidrológiai De-

centnium — amelynek jegyében zajlott le ez a tudományos ülésszak is — programjának sikeres megvalósítását a magyar szakemberek alap- és alkalmazott jellegű kutatásaikkal nagymértékben elősegítik.

(Antal E.)

✱

## A BALATONI VIHARJELZÉS IDEI MÉRLEGE

A balatoni viharjelző szolgálat idén a május 15—szeptember 15. közötti időszakban működött. A széleselyes időjárás miatt a szolgálatnak különösen nehéz feladatokkal kellett megbirkóznia. Bár a síófoki obszervatórium szélműszere május 1—szeptember 30. között 36 vihárt regisztrált, ami meg is felel az 1958—1963. évek átlagának, 50% -uk azonban a balatoni vízi élet szempontjából elsősorban veszélyes *hirtelen kitörő viharok* csoportjába tartozott. Ebből 9 júliusban, 7 májusban, 1—1 pedig júniusban, illetve augusztusban játszódtott le. Szembetűnő a május hónap szelessége (13 376 km-es szélúttal és 14 viharral). Júniusban és augusztusban ellenben szokatlanul kevés (3 illetve 4) vihar vonult át a Balatonon, ezen felül az obszervatórium fennállása óta az augusztusok közül az idei volt a legkevésbé szeles (9 776 km-es szélúttal). Szeptember hónap 4 viharral átlagnak megfelelőnek tekinthető.

A leghevesebb vihar a július 8-i hideg front átvonulásakor lépett fel: a maximális széllelkés elérte a 110 km/órát. A síófoki obszervatóriumban végzett megfigyelések szerint a viharjelzési ideyben valamennyi hónap középhőmérséklete átlagon aluli volt, legnagyobb mértékben az augusztus, —2,2 fokos anomáliával. Az abszolút maximum június 26-án volt 32,8 fokkal, míg a legmagasabb balatoni vízhőmérséklet, 29,4 fokot, június 27-én mérték. A május 1—szeptember 30. között lehullott csapadék 415 mm volt, 120 mm-rel több az átlagnál. A zivataros napok száma a szokásos 22-vel szemben 36 volt.

A szolgálat jól hajtotta végre a viharok előrejelzését. Síófok térségében egyetlen vihar sem vonult át előrejelzetlenül. 54 esetben került sor riasztásra, ezen belül 31-szer a kisebb veszélyt jelentő sárga, 23-szor pedig a vihar kitörésére figyelmeztető piros rakétával. A riasztások a következőképpen oszlottak meg: 65% volt jó, 15% szükségtelen, 14% esetében vagy túl korai, vagy már késői volt a figyelmeztetés, de a vihar beérkezéig még fél óránál több idő telt el; végül pedig 6% esetében a sárga riasztást követően tört ki a vihar, tehát elmaradt a piros rakéta kilövése.

A szolgálat napjában kétszer, reggel 8-kor és este 20 órakor adott ki 12 órára szóló előrejelzést, amely rádióon kisugárzásra is került. Beválásuk a következőképpen alakult: A szél- prognózisok 61%-a volt teljesen hibátlan, egy

fokozati eltérés megengedésével (pl. gyenge helyett mérsékelt) azonban már az előrejelzések 87%-a elfogadhatónak tekinthető. A hőmérsékleti előrejelzés 2 fokal intervallum megadásával történt. A prognózisok 60%-ában a tényleges hőmérséklet beleesett a megadott hőmérsékleti közbe, ezen belül a maximális hőmérséklet előrejelzése 65%-ában volt sikeres. Az előrejelzett intervallum határán túl  $\pm 2$  fokos túrést megengedve már az előrejelzéseknek 92%-a mondható jónak.

Különös figyelmet fordított a szolgálat a zivatark előrejelzésére, tekintettel arra, hogy a hirtelen kitörő viharok túlnyomó többsége zivatarral kapcsolatban lép fel. A viharjelzés tartalma alatt 12 órás felbontásban 61 esetben tört ki zivatar a Balaton térségében. Ebből 45-nek, tehát a zivatark 74%-ának előrejelzése sikeresen megtörtént. A nemleges zivatar-prognózisok beválása 90%-os volt.

Megállapíthatjuk, hogy a szokatlanul széleselyes időjárás körülmények ellenére a viharjelző szolgálat jól látta el feladatát. Erre mutat az a tény is, hogy az idenyzáró megbeszélés alkalmával a Balatoni Révkapitányság vezetője teljes elismerését és megelégedését fejezte ki a viharjelző szolgálat idei munkájáról.

(Tánczer T.)

✱

## A SÚRLÓDÁSI SEBESSÉG MEGHATÁROZÁSA

A Magyar Meteorológiai Társaság turbulencia-csoportja vitailést tartott szeptember 23-án. *Kissné Tóth* Erzsébet, az Országos Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa számolt be a sűrűdési sebességek gradiens-mérésekkel történő meghatározásáról. Bevezetőül ismertette a témára vonatkozó elméleteket, majd a sűrűdési sebesség meghatározását tárgyalta neutrális légrétegződés esetén, valamint a felszín érdekességi paraméterének meghatározását szélprofilmérések alapján. Elméleti fejtegetéseit az Öntözési és Rizstermesztési Kutató Intézet Szarvas-Bikazug-i kísérleti telepén folytatott mérésekből nyert gyakorlati példakkal támasztotta alá.

(Sz. Papp É.)

✱

## A BÁNYÁK LÉGTERÉNEK METEOROLÓGIAI PROBLÉMÁI

Varga Elemér, a Bányászati Kutató Intézet osztályvezetője 1965. szeptember 27-én zártkörű előadás keretében ismertette az Országos Meteorológiai Intézet tudományos munkatársai előtt a bányák szellőztetésével és az öngyulladásal kapcsolatos problémákat. Röviden vázolta az öngyulladásra vonatkozó különböző

(pirit-, oxidációs-, stb.) elméleteket. Rámutatott arra, hogy a bonyolult jelenséget egyik elmélet sem írja le megnyugtatóan. Biztosnak egyelőre csak annyit mondhatunk, hogy öngyulladás mindig megbontott, laza szénrétegben következik be, tehát ott, ahol a szénrészecskék között levegő van. A különböző hipotézisek éppen annak magyarázatául szolgálnak, milyen tényezők hatására indul meg az oxidációs folyamat. Ezeknek a tényezőknek az ismerete a védekezés szempontjából lenne fontos.

Az öngyulladások megakadályozásának szokásos módszere a meddő vágatok elzárása a bánya többi részétől, mert így — a föltevés szerint — oxigén hiányában a tűzveszély megszűnik. Az elzárt légtér és a bánya többi része között azonban a külső légnyomásváltozás hatására nyomáskülönbség lép fel. A nyomáskülönbség a zárófal menti hézagokon keresztül (ilyen hézagok a legtökéletesebb falazás esetén is léteznek) légáramlást indít meg.

A tapasztalat szerint ez a légáramlás a falak mentén újabb gyulladás-veszélyes gócot hoz létre. Az utóbbi tíz év magyarországi bányatüzeinek 36%-a ilyen zárófalak mentén követ-

kezett be. Statisztikai tények azt is bizonyítják, hogy erős légnyomásváltozás esetén az öngyulladás veszélye nagyobb, számuk jelentősen növekszik.

Az elmondottak arra utalnak, hogy a tűzveszélyes gócek kialakulásában meteorológiai tényezők is döntő szerepet játszanak. A további kutatások szempontjából legfontosabb a légnyomás változékonyságának a vizsgálata lenne, mert ez módot adna mind a robbanás-veszélyes metán kiáramlásának, mind pedig az öngyulladás valószínűségének előrejelzésére.

Az érdekes előadást követő vita során kialakult nézet szerint kívánatos a légnyomás változékonyságának a jellemzésére a légnyomás időbeli szerkezeti függvényének a vizsgálata. A szerkezeti függvény ui. közvetve a különböző légnyomásváltozások valószínűségét is megadja. A vita eredményeként megállapodás történt a tekintetben is, hogy az Országos Meteorológiai Intézet és a Bányászati Kutató Intézet munkatársai további előadásokkal segítik elő a közös kutató-munka hatékonyabbá tételét.

(Tasnádi P.)

654183

Athenaeum Nyomda, Budapest

Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Felelős kiadó: Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 221-285

Felelős vezető: Sala Sándor

Megjelent 900 példányban