

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

<i>Vu Boi Kiem</i> : Az észak-vietnami monszonos és monszunmentes időszakok, valamint az ázsiai téli, középtroposzférikus cirkuláció közötti kapcsolat vizsgálata, korrelációs mezők alkalmazásával (angol nyelven)	313
<i>Kasina, S.</i> : A légköri kénháztartás Krakóban (angol nyelven)	320
<i>Götz Gusztáv</i> : A hidrosztatikai instabilitás fő típusai és a konvektív mozgások ki-tüntetett módozatai a légkörben	325
<i>Rákóczi Ferenc — Szalay Gabriella</i> : A mezo-skálájú cellás konvekció	340
<i>Renoux, A. — Paugam, J. Y. — Mészáros Ernő</i> : Összefüggés a légkör elektromos állapota és az aeroszol részecskék tulajdonságai között	348
<i>Oross Gabriella — Vas Zoltán</i> : A Föld évi csapadékának periodikus változásai ..	354
<i>Ozorai Zoltán</i> : Magaslégköri adatok minőségellenőrző programjának felépítése és működése	362
<i>Mersich Iván</i> : Megjegyzések és kiegészítések Szabó Éva „Hűtőtornyok hatása a levegőkörnyezetre” c. cikkéhez	371
Irodalom	374

CONTENTS

<i>Vu Boi Kiem</i> : The Use of Correlation Fields in Relating Spells of Monsoon and Break-Monsoon in North-Vietnam to Midtropospheric Circulation over Asia in Winter (in English)	313
<i>Kasina, S.</i> : Sulphur—Budget in the Region of Cracow (in English)	320
<i>Götz, G.</i> : The Main Types of Hydrostatic Instability and the Preferred Modes of Convective Motion in the Atmosphere	325
<i>Rákóczi, F. — Szalay, G.</i> : The Meso-Scale Cellular Convection	340
<i>Renoux, A. — Paugam, J. Y. — Mészáros E.</i> : Relation between the Electrical Parameters and Aerosol Characteristics of the Atmosphere	348
<i>Oross, G. — Vas, Z.</i> : Periodic Variations of the Annual Precipitation Amount of the Earth	354
<i>Ozorai, Z.</i> : The Outlines and Actions of a Computer Programme Designed for the Quality Control of High-Level Data	362
<i>Mersich, I.</i> : Remarks and Additions to the Paper É. Szabó «Effect of Cooling Towers on Atmospheric Environment»	371
Literature	374

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
JOURNAL OF THE METEOROLOGICAL SERVICE
OF THE HUNGARIAN PEOPLE'S REPUBLIC

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD:

AMBRÓZY P. (Budapest)	VAN MIEGHEM, J. (Bruxelles)
ANTAL E. (Budapest)	NGUYEN-XIEN (Hanoi)
BAUR, F. (Bad Homburg)	OKOLOWICZ, W. (Warszawa)
BESSEMOULIN, M. J. (Paris)	PASZINSKY, J. (Warszawa)
BOSSOLASCO, M. (Genova)	PÉCZELY GY. (Szeged)
BÖHME, W. (Potsdam)	RADINOVIĆ, D. (Beograd)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
ČADEŽ, M. (Beograd)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi)	STEINHAUSER, F. (Wien)
DONEAUD, A. (Bucuresti)	STELCZER K. (Budapest)
GÖTZ G. (Budapest)	SZEPESI D. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)	TAKEUCHI, K. (Tokio)
KONČEK, M. (Bratislava)	TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator)
LOGVINOV, K. (Kijev)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
MÄDE, A. (Halle/Saale)	VITEK, V. (Praha)
MÉSZÁROS E. (Budapest)	WHITE, R. M. (Rockville)

ELNÖK – CHAIRMAN OF THE EDITORIAL BOARD:

BODOLAI I. (Budapest)

SZERKESZTŐ – EDITOR: LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség – Editorial Office:

H-1024 Budapest, Kitaibel Pál u. 1. HUNGARY

IDÓJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 82. évf. 6. szám. 1978. nov. — dec.
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 82. No 6 Nov — Dec, 1978 Budapest

The Use of Correlation Fields in Relating Spells of Monsoon and Break-Monsoon in North-Vietnam to Midtropospheric Circulation over Asia in Winter

VU BOI KIEM, *Hydrometeorological Service of the Socialist Republic of Vietnam, Hanoi*

Az észak-vietnami monszunos és monszunmentes időszakok, valamint az ázsiai téli, közép-troposzférikus cirkuláció közötti kapcsolat vizsgálata, korrelációs mezők alkalmazásával. Meghatározta a szerző az 5 naponkénti középhőmérsékleteknek a havi középhőmérsékletektől való eltéréseit, a monszunos és monszunmentes időszakokra, télen (november — május), majd ugyanezen időszakokra az 500 mb-os szint 5 naponkénti közepes magasságának a havi közepes magasságtól számított eltéréseit. E különbségek között korrelációs mezőt számítva, kapcsolatot állított fel az Észak-Vietnam fölötti monszunos és monszunmentes időszakok, valamint a Kelet-, Délkelet-Ázsia fölötti közép-troposzférikus cirkuláció között. Ennek alapján három akciócentrumot határoz meg: 1. kelet-ázsiai parti, 2. kelet-uráli, 3. Bengál. Analizálja ezen akciócentrumoknak a tél folyamán mutatózó időbeli változékonyságát is.

✱

Применение полей корреляции в изучении связей муссонных и безмуссонных периодов Северного Вьетнама с среднетропосферической циркуляцией в Азии в зимний сезон. В настоящей работе отклонения средней за 5 лет температуры от средних месячных температур используются для идентификации в зимний период (с ноября по май). Анализ полей корреляции между этими температурными отклонениями и отклонениями средних за 5 дней высот поверхности 500 мб от средних месячных высот поверхности 500 мб для различных станций Азии позволил определить соотношения периодов летнего сезона в Северном Вьетнаме с моделями среднетропосферической циркуляции в Азии. На этой основе автор выделяет три центра действия: 1) центр в прибрежной зоне Восточной Азии, 2) центр восточнее Урала и 3) центр в Бенгалии. Анализируется также эволюция этих центров в зимний сезон.

✱

In the author's previous works [1, 2], have been determined the quasi-permanent centers of action in the subtropical westerlies, especially those in Southeast Asia, in addition some types of quasi-stationary flow patterns in the subtropical westerlies in winter have been also elaborated. However, it has been pointed out that the formation of these centers of action is closely connected with the quasi-stationary perturbations out of the subtropical area, and in winter mainly with those in the middle and high latitudes. Indeed, the spells of monsoon and break-monsoon in North Vietnam are greatly influenced by the behaviour of the situations in the middle latitudes, such as the cold anticyclone in the eastern part of the asian continent, the blocking high in the westerlies, the East Asia main trough, etc. Therefore, we are in need of developing the investigation on more extended area. This is just the aim of this work, where by using the correlation fields between the deviations of 5 day temperature from monthly average temperature in Hanoi and the deviations of 5 day 500 mb height from monthly average 500 mb height of numerous stations in East Asia

and Southeast Asia in winter (from Nov to May), we have the intention to relate objectively the spells of monsoon and break-monsoon in North Vietnam to the midtropospheric circulation over East Asia and Southeast Asia in winter. Here, the negative deviation of 5-day temperature from monthly average, characterizes the spell of monsoon and the positive deviation characterizes the spell of break-monsoon.

I. Methods and Data

In East Asia and Southeast Asia we have used the 500 mb height data of 171 stations in 7 winter seasons (from Nov to May) from 1965 to 1972. The everyday values of 500 mb height in each station are calculated into 5-day heights \bar{H} . The daily surface air temperatures of Hanoi station are calculated correspondingly into 5-day temperatures \bar{T} . The 5-day averaging procedure has precluded small perturbations and remained only large-scale ones. In order to reflect the spells of monsoon and the spells of break-monsoon in the North Vietnam during the winter, we have used the deviation of 5-day temperature from monthly average temperature in Hanoi:

$$\Delta\bar{T} = \bar{T} - \tilde{T}$$

where \bar{T} = 5-day temperature of Hanoi station.

\tilde{T} = monthly average temperature of Hanoi station.

$\Delta\bar{T}$ = deviation of 5-day temperature from monthly average temperature,

and

$\Delta\bar{T} < 0$ characterizes the spell of cold weather of the monsoon,

$\Delta\bar{T} > 0$ characterizes the spell of warm weather of the break-monsoon.

The midtropospheric circulation over East Asia and Southeast Asia is represented by the field of deviation of 5-day 500 mb height from monthly average 500 mb height of the above mentioned 171 stations. Corresponding with the calculation of the 5-day temperature anomalies, we have calculated the deviations of 5-day 500 mb height from monthly average 500 mb height for each of these 171 stations:

$$\Delta\bar{H} = \bar{H} - \tilde{H},$$

where \bar{H} = 5-day 500 mb height

\tilde{H} = monthly average 500 mb height

$\Delta\bar{H}$ = deviation of 5-day 500 mb height from monthly average 500 mb height.

The next step is to compute the linear correlation coefficients $r(\Delta\bar{T}, \Delta\bar{H})$ between the 5-day temperature anomalies in Hanoi station and the 5-day 500 mb height anomalies of 171 stations in East Asia and Southeast Asia for every two months in winter (from Nov to May). The results of these computations are displayed in correlation fields for every two months (Nov – Dec, Dec – Jan, Jan – Feb, Feb – March, March – Apr, Apr – May) and are shown consecutively in *Fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6*.

II. Results and Analysis

In *Fig. 1–6*, we analyze the isocorrelates. The isocorrelate fields give us the information about the centers of action of the midtropospheric circulation over Asia on the processes of abnormal cooling or warming in Hanoi, in other words on the spells of monsoon or break-monsoon. For example, in the case of abnormal cooling in Hanoi, the positive center of the isocorrelate field is equivalent with the center of deepening of the mean trough or the center of weakening of the mean ridge; the negative center of the isocorrelate field means the center of strengthening of the mean ridge or the center of shallowing of the mean trough. In the case of abnormal warming the analysis must be contrary. In the following we shall successively analyze the isocorrelate fields.

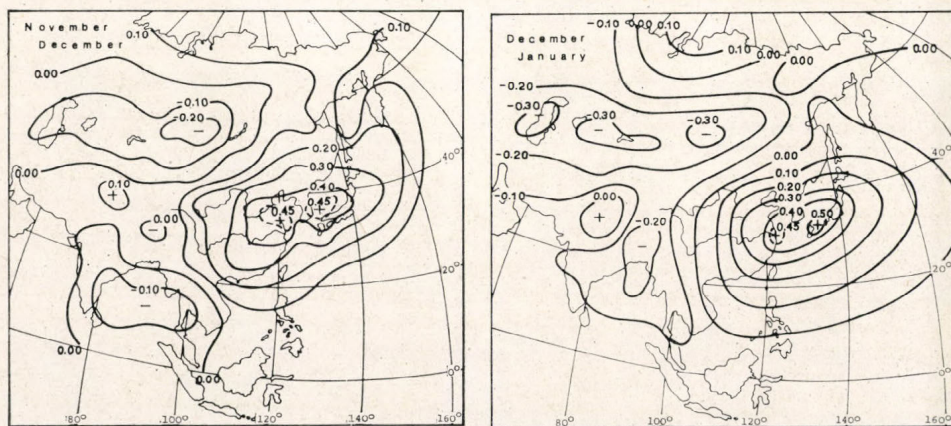


Fig. 1–2: Correlation fields $r(\overline{\Delta T}, \overline{\Delta H})$ for Nov–Dec and Dec–Jan

1. *The early winter period.* For the early winter period we shall analyze the isocorrelate fields in Nov–Dec and in Dec–Jan (*Fig. 1, 2*). In this period, the spells of monsoon or break-monsoon are mainly resulted from three centers of action; the center along the coast of East Asia, the East Ural center, the Bengal center.

The spell of monsoon invasion, characterized by the negative 5-day temperature anomaly, is related mainly to two positive correlative centers neighbourly located the one at the coastal region of Shantung (China) and the other at the eastern coast of the Korean Peninsula. These two positive centers and the configuration of the isocorrelates have shown objectively the locality of the East-Asia cyclone and the stretching of the East Asia main trough towards the southern latitudes along the South China coast during the invasion of the monsoon into the North Vietnam. Besides it is found that the negative correlative center situated at about 52°N and 90°E (*Fig. 1*) has shown the strengthening of the Siberian blocking high. As known [3] in winter the subtropical ridge has retreated southwards to about 10°N , and the whole anticyclone belt is cut-off into many closed centers, one of these centers is nearly located in the south of the Indochina Peninsula and is named by South Indochina Anticyclone. The negative correlative center in the Bay of Bengal (*Fig. 1*) has reflected the tendency of westward shift of the South Indochina Anticyclone during the outbreak of the monsoon.

As for the spell of break-monsoon, characterized by the positive 5-day temperature anomaly in Hanoi, the analysis of the isocorrelate fields is contrary with the above. In this case, the positive correlation centers in the East-Asia coast have shown the weakening of the East-Asia main trough, the negative correlation centers in Siberia and in the Bay of Bengal have indicated the flattening of the Siberian blocking-high and the weakening of the South Indochina anticyclone. Such a situation, in the extreme case has led to the formation of a zonally stretched cyclone instead of a blocking high in Siberia and a trough in the Bay of Bengal instead of an anticyclone cell.

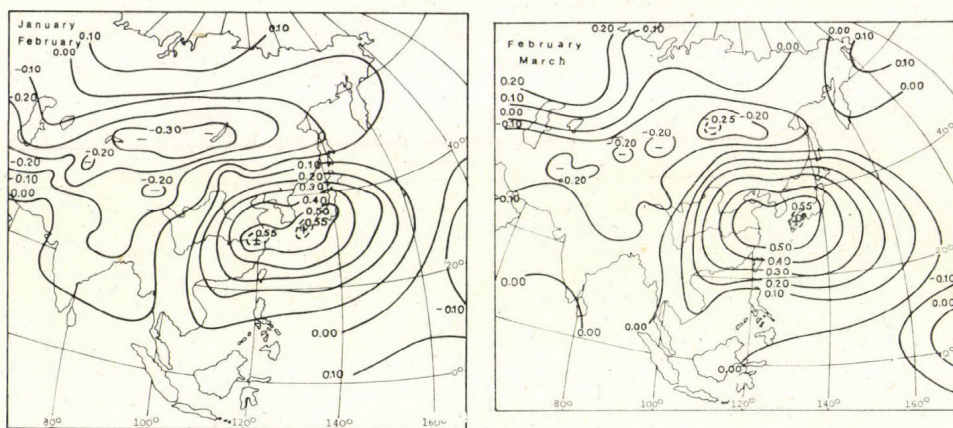


Fig. 3-4: Correlation fields $r(\Delta T, \Delta H)$ for Jan-Feb and Feb-March

Beside the above cited three main centers of action in the midtropospheric circulation over East-Asia and Southeast Asia to the spells of monsoon and break-monsoon in North Vietnam, we have also found the activities of the smaller upstream perturbations in the subtropical westerlies [1] shown by a weak positive correlation in Indo-Pakistan.

To Dec-Jan the centers of action appear more obviously with greater values of correlation in the centers and greater values of isocorrelate gradient. The positive centers in the coastal area of East-Asia now shift a little southwards to their quasi-stationary positions in winter: the one in the embouchure of the Tchang-Chiang river, the other in the proximity of the Kiu-siu island. The deepening and the southward shift of the East-Asia main trough stimulate the perturbations in the subtropical westerlies and form a trough along the coast of South-China and Vietnam, produce the outburst of the cold-air as pointed out earlier [1, 2]. This process is reflected objectively by the correlation field for Dec-Jan (Fig. 2). In these months the blocking processes in Siberia during the outburst of the cold air are also more obviously represented by three negative correlation centers, respectively situated at about 60°E , 80°E and 100°E . The positions of these three negative correlation centers are too the position of the Siberian blocking high during the spell of monsoon in Hanoi. The Bengal negative center has also greater intensity and moves farther to the north in comparison with the situation of the Nov-Dec months. This was interpreted by the more and more intense activity of the Bengal trough in this period [1]. The secondary positive center shows that the activity of the upstream perturbations in the subtropical westerlies is more extended than earlier.

2. *The mid-winter period.* The situation in mid-winter period is shown in the isocorrelate fields for Jan – Feb and Feb – March (*Fig. 3, 4*).

Analyzing the correlation field for Jan – Feb we find that the positive correlation centers in the coast of East Asia are now in their normal positions in the embouchure of the Tchang-Chiang river and in the proximity of the Kiu-siu island with greater intensity in the centre ($r > 0.55$). The trough along the coast of South China and Vietnam appears to be more prominent. The negative correlation center in Siberia, showing the blocking process, preserves the same intensity at centre as in Dec – Jan, but now the axis of the closed

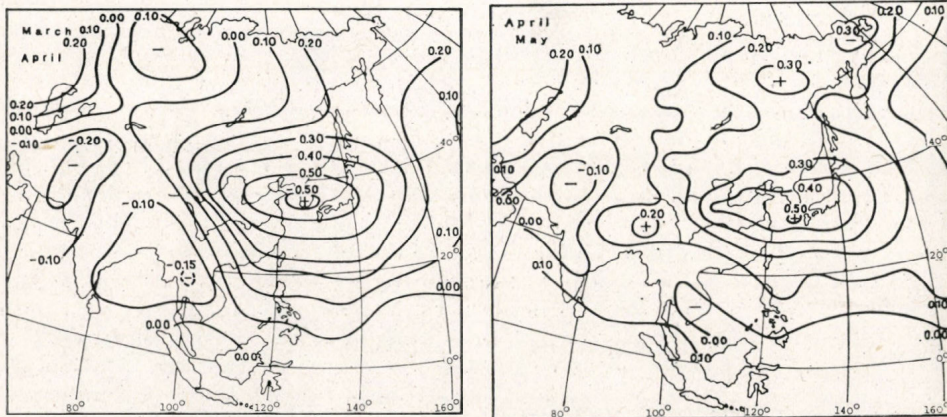


Fig. 5-6: Correlation fields $r(\Delta T, \Delta H)$ for March – April and April – May

isocorrelates is more meridionally inclined than earlier. Moreover, the negative correlation center situated at about 70°E has shifted southwards, this proves that the blocking processes are produced by the warm ridges originated from the Arabian Sea [1].

In Jan – Feb the perturbations in the subtropical westerlies from the Indo-Pakistan shift downstream to their semi-permanent positions situated about 90°E [1], this is reflected in the correlation field of Jan – Feb; we find that the negative correlation area in Bengal is now widened, this again proves that the Bengal trough plays an important role in the warm spell in the North Vietnam in winter (break-monsoon period) as pointed out earlier [1].

In the following period of Feb – March the situation of the isocorrelate field is analogous to that of Jan – Feb, but we have already found the symptom of the weakening of the Siberian blocking high by the decrease in intensity in the Siberian correlation center.

3. *The late winter period.* The correlation fields $r(\Delta T, \Delta H)$ in March – April and in April – May (*Fig. 5, 6*) are used to analyse the situation in the late winter. In this period, the positive correlation center in the coastal area of East Asia continues to be existed, but with greater intensity at centre, and shifts somewhat farther to the north near the Korean Peninsula. The South China trough still distinctly appears, but its position is displaced easter to the sea, this shows that the path of the cold anticyclone is rather eastward than southward.

To the period of March – April (*Fig. 5*) the Siberian blocking high situation obviously changes by nature. We can see the clear distinction between the blocking high in the middle latitudes (in the westerlies) and the warm ridge

developed from the Arabian Sea and stretched to the Tibetan Plateau. The negative correlation center (the blocking high center) shifts northwards to about 62°N in accordance with the northward shift in the spring of the westerlies of the middle latitudes. Moreover it exists only one center of blocking in 60°E , this means that the area where occurs the blocking situation is becoming restricted. The warm ridge developed from the Arabian Sea and stretched to the Tibetan Plateau now becomes a separate system with a negative correlation center in the west of the Tibetan Plateau. The formation of the Tibetan upper warm ridge is the symptom of the transition from the winter situation to the summer one [3]. In addition, in these months the negative correlation center in the Bay of Bengal rests unchanged in position.

In the period of Apr–May (*Fig. 6*), the transitional months from the winter situation to the summer one, at first view we discover that the correlation field does not retain its systematic structure. The positive correlation center in the coast of East Asia attenuates its intensity and is elongated along the zonal direction, this means that the activity of the meridional circulation is weakening, the South China trough does not stretch southwards to Vietnam. In the Far East of USSR the activity of the small moving perturbations is represented by a series of secondary positive correlative centers. The blocking high situation of Ural is almost broken down, as for the warm ridge of the Tibetan Plateau, it continues to persist. In view of the fact that in the late winter the subtropical westerlies is weakening and moving northwards [1], we can see (*Fig. 6*) the negative correlation center in the Bay of Bengal, representing the formation of the Bengal trough during the break-monsoon in North Vietnam, now vanishes. We note a new emerged secondary positive correlation center in the subtropical westerlies at about 90°E , this center shows the connection between the spell of cold monsoon in Hanoi and the smaller trough in the subtropical westerlies. In this time the upper air circulation in the north of the Indochina Peninsula is almost zonal, therefore the activity of cold air is decreasing. For the spell of warm weather of the break-monsoon, this Indo-Birman secondary positive correlation center may prove the filling up of the Bengal trough during the translational period from winter to summer, as pointed out earlier [1].

Moreover, we can see that in Apr–May (*Fig. 6*) a region of negative correlation occurs in the south part of the Indochina Peninsula, this may be conceived as the result of the northward migration of the intertropical convergence zone in this time to this region during the spell of the break-monsoon.

III. Conclusions

In the previous works [1, 2], the author has determined the quasi-permanent centers of action in the subtropical westerlies and classified the upper air flow patterns in Southeast-Asia. Nevertheless, as pointed out in these works, the formation of these quasi-permanent centers of action is partially due to the inducing effect of the systems in higher latitudes, for example the South China trough is induced by the East Asia main trough, the small upstream troughs in the subtropical westerlies in Indo-Pakistan are resulted in the breakdown of the blocking situation of Ural. Therefore, in the investigation of the monsoonal phenomena of the tropical area we need throw our glance farther out of the tropics. The use of the correlation fields to relate the spells of

monsoon and break-monsoon in winter in North-Vietnam to midtropospheric circulation over East Asia and Southeast Asia has allowed us to determine the different centers of formation of troughs and ridges over a greater area, and therefore to extend the results in [1, 2].

The results of this work lead to the following:

1. For the monsoon and the break-monsoon processes in winter in North Vietnam, we find three main centers of action in the midtropospheric (500 mb level) circulation over East Asia and Southeast Asia:

- a) The East-Asia coast center
- b) The East Ural center
- c) The Bengal center

2. The East Asia coast center of action, characterizing the southward stretching of the East Asia main trough, is activated throughout the winter half year (from Nov to Apr), has strong intensity and systematic structure in Jan–March. In the early winter period (Nov–Dec) and the late winter period (Apr–May) this center has weaker intensity, and the air flow appears to be more zonal.

3. The Siberian blocking situation in the period of Nov–Jan is built up at about 40 °N and is zonally extended from 60 °E to Baikal. To Feb–March the blocking high shows to be more meridionally and is linked with the warm ridge developed from the Arabian sea. To Apr–May, the blocking situation is almost broken down and is replaced by the small moving trough situation.

4. In Nov–Dec the Bengal center represents the subtropical anticyclone cell during the spell of monsoon, to Jan–March it represents the formation of the Bengal trough during the break-monsoon spell. To the late winter period (Apr–May) the negative correlation center in Bengal disappears and we find a secondary positive correlation center in the subtropical westerlies in Indo-Birman showing the activity of the small upstream troughs during the spell of monsoon.

REFERENCES

- [1] *Vu Bói Kiêm (1967)*: The quasi-permanent centers of action in the subtropical westerlies, *Időjárás*, 71 évf., 1. sz.
- [2] *Vu Bói Kiêm (1967)*: Some types of quasi-stationary flow patterns in the subtropical westerlies in winter over Southeastern-Asia, *Időjárás*, 71 évf., 4. sz.
- [3] *Vu Bói Kiêm (1976)*: On asiatic monsoon, *Időjárás*, 80 évf., 4. sz.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 82. évf. 6. szám. 1978. nov. — dec.
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 82. No 6 Nov — Dec 1978 Budapest

Sulphur Budget in the Region of Cracow

S. KASINA, *Research Institute for the Environmental Development, Cracow Branch*

A légköri kénháztartás Krakókban. A szerző egyszerű modell segítségével vizsgálja Krakó területén a kénháztartást. A kén-dioxid emissziót a tüzelőfogyasztás és a kén-tartalom adatok alapján számította ki. A légkör kéntartalmát a talajközélszben végzett 24 órás kén-dioxid és szulfátrészecske koncentráció mérések alapján határozta meg. A mért adatok alapján megállapította, hogy városokban a mérhető szulfátrészecske koncentráció a kén-dioxid koncentrációnak évi átlagban mintegy 5–10 százaléka. Az alsó 50 méteres légrétegben található kénmennyiség a kibocsátott emisszióknak 2 százalékat tartalmazza. A kénvegyületek nedves ülepedését közvetlenül mérte, a száraz ülepedést irodalmi adatok alapján vette figyelembe. Véggöveketekztése szerint a Krakó területén kibocsátott kén-szennyeződések 40 százaléka ülepedik le a terület határain belül.

✱

Баланс серы атмосферы в Кракове. Баланс серы анализируется автором для района г. Краков при помощи простой модели. Выброс двуокиси серы был подсчитан по данным о содержании серы и о расходе топлива. Содержание серы в атмосфере было определено по приземным суточным измерениям концентрации двуокиси серы и сульфатных частиц. Данные измерений показали, что в городах измеряемая концентрация сульфатных частиц составляет в годовом среднем 5—10 процентов от концентрации двуокиси серы. Количество серы, содержащееся в нижнем 50 м-овом слое воздуха содержит 2 процента от всего выброса. Мокрый фоллаут непосредственно измерялся, а сухой фоллаут был учтен по литературным данным. В результате проведенных исследований автор приходит к выводу о том, что 40 процентов от всего выброса серы в районе г. Краков осаждаются в пределах района.

✱

Investigations of air pollution in the region of Cracow are based, in agreement with contemporary tendencies, on the multifunctional block diagram and the scheme for calculation of the budget of air pollutants. Emission, transmission, chemical and physical transformation of pollutants in the atmosphere as well as the processes of removing the pollutants from the atmosphere are included in this block diagram (Kasina et al., 1978). The budget of air pollutants with reference to sulphur was the subject of research as early 1950's (Meetham, 1950). Recently this problem has been developed intensively and several budgets have been presented: (Smith and Jeffrey, 1975), (Eliassen, 1977), (Mészáros and Várhelyi, 1977).

1. The scheme for calculating the sulphur budget

To represent the budget of air pollutants in the given region consider the equation:

$$C = E + G - L - D$$

With reference to sulphur compounds the symbols have the following meanings:

- C the content of $\text{SO}_2\text{-S}$, $\text{SO}_4\text{-S}$ in the atmosphere above experimental area
 E the emission of sulphur
 G the flux of $\text{SO}_2\text{-S}$, $\text{SO}_4\text{-S}$ into the given region i.e. the gain of sulphur by advection of air masses
 L the flux of $\text{SO}_2\text{-S}$, $\text{SO}_4\text{-S}$ out of the given region i.e. the loss of sulphur by advection of air masses
 D the total deposition $\text{SO}_2\text{-S}$, $\text{SO}_4\text{-S}$

The content of $\text{SO}_2\text{-S}$, $\text{SO}_4\text{-S}$ in the given layer of the atmosphere can be calculated from the equation:

$$C(t) = \frac{1}{V} \iiint C(x, y, z, t) dx, dy dz = \frac{m}{V}$$

where m is the mass of $\text{SO}_2\text{-S}$, $\text{SO}_4\text{-S}$, V is the volume of air mass.

2. Experimental results

The Cracow region is a territory of 3254 km² (ca. 60 × 54 km). Only measurements of SO_2 and sulphate concentrations have been carried out as these pollutants are the predominant forms of atmospheric sulphur. The network for measuring the ground level SO_2 concentrations consists of over thirty stations and in eight of them sulphate concentration is measured. Daily sampling has been used. Sulphur dioxide is determined by the well-known West Gaeke method. Sulphate concentration in aerosol as well as in precipitation is determined by the titrimetric thorin method (*Yamamura and Fritz, 1965, Hryniewicz and Oliwa, 1970*). Chemical composition of precipitation is determined at four points. Each sample is also collected daily and precipitation collector is not closed when the rain is over. Collectors are cleaned every day.

A comparison of the six years of SO_2 concentrations, 1971–1977, shows that average concentrations fluctuated during this period depending on meteorological parameters, mainly: circulation type, temperature and wind speed. In unfavourable meteorological circumstances e.g. the winter season 1975/6 average SO_2 concentration in the city areas was 135.8 $\mu\text{g m}^{-3}$ as compared with 111.0 $\mu\text{g m}^{-3}$ measured during more favourable situation in the winter 1973/4. The high sulphur dioxide concentrations measured in the city area during winter seasons are due to a considerable degree to emission of SO_2 from individual heating system. The yearly mean concentrations of sulphur dioxide show wide spatial variations. Outside the city the lowest mean winter SO_2 concentration 15.6 $\mu\text{g m}^{-3}$ has been reported.

Measurements of sulphur aerosol in the extended network (eight points) were initiated in January 1977, thus data of this year were used for the calculation of sulphur budget. In contrast with SO_2 concentration there is as a rule no big difference in spatial distribution of sulphate concentration. Mean yearly value of sulphate ca. 10–20 $\mu\text{g m}^{-3}$ is typical for large areas. The ratio of the

mean aerosol sulphate to the mean sulphur dioxide concentration ca. 5–10 per cent is typical for the most polluted city areas. However, at some sites outside the city the sulphate concentrations are comparable with those of the sulphur dioxide.

Concentrations of SO_2 on the level of 100 m, as hourly values, were measured only during three aircraft flights on 11 June 1976. The obtained results were about twice as large as ground level values. Assuming that ground level concentration of SO_2 and SO_4^{2-} are typical for the layer 0–50 m one can calculate that in this layer the mean yearly steady – state content of sulphur, i. e. the content of sulphur in the conditions of flux and deposition, amounts to only 1.70 per cent with reference to the emitted sulphur from anthropogenic sources in the region of Cracow. The emission of SO_2 to the atmosphere in 1977 has been estimated, from fossil fuels consumption statistics and sulphur contents, to be as large as 9×10^4 ton S. Generally, little deviation from this value has taken place in the past few years. Emission of sulphur compounds from biological decay has not been considered. In order to estimate the gains and losses of sulphur compounds by advection of air masses measurements on the higher levels in the atmosphere are needed. Measurements of sulphur compounds concentrations in the atmosphere from aircraft which were carried out in the frame of the OECD programme on long range transport of air pollutants show that transport of sulphur takes place mainly in the lowest 2 km of the atmosphere and maximum concentrations have very often been observed at heights of several hundred metres (NILU, 1976). In Moscow where concentrations of several pollutants are measured at four levels of TV-tower (1.5, 147, 269 and 377 m) the biggest concentration of SO_2 is registered mainly at the height of 147 m (Petrenko, 1977).

The sulphur budget of a region is determined finally by wet and dry deposition. In the Cracow region the four precipitation chemistry stations have been operated since January 1975. Regular meteorological stations are used as sites. The generalized pattern of mean annual precipitation illustrates that the amounts of precipitation are not highly variable spatially. Sulphur compounds removed from the atmosphere with precipitation have been determined as SO_4^{2-} ions. The obtained results of sulphate refer to rain and washout processes. At inland stations the sea salts generally contribute less than 10 per cent of the total sulphate (Dovland et al., 1976). The results of wet deposition of sulphate are increased as a result of dry deposition, as collectors are open all the time. Thus further research in this field is being carried out. It has been found that there exists a negative correlation of the sulphate concentration in precipitation and the amount of precipitation. The deposition of sulphate by precipitation is obtained by multiplying the concentration of SO_4^{2-} by the amount of precipitation. The spatial distribution of sulphate in precipitation is similar during each of three years 1975–1977. The yearly mean isopleths for the period January 1975–December 1977 were spatially in the range 2.00–3.00 as S g m^{-2} . The field of precipitation in the above mentioned period was typical for a long term period with reference to the amount of precipitation as well as amount of hours with precipitation (679 mm and 1479 h compared to 620 mm and 1454 h). Input of sulphur as wet deposition in the region of Cracow is equal to 8.5×10^3 ton S per year i. e. ca. 10 per cent with reference to the emitted sulphur in this region.

Direct measurements of dry deposition of air pollutants are not made yet on a routine basis. However, several methods in this field are being developed

(Unsworth, 1976). Thus, in contrast with the method of wet deposition, less straightforward methods for measurement of dry deposition in field conditions are being used. In our investigations, patterns for the dry deposition of sulphur dioxide and sulphate were therefore estimated using measured concentrations of these pollutants near ground and their deposition velocities taken from literature data. The mean SO₂ deposition velocity of 0.8 cm s⁻¹ obtained in field experiments over grass (Garland *et. al.*, 1974) is very often used for bigger areas. This data was accepted in our research. The calculated dry deposition of SO₂ for the whole Cracow region is 2.18 × 10⁴ t S per year.

TABLE I. — I. TÁBLÁZAT

The preliminary sulphur budget in the atmosphere—ground system in the region of Cracow
Elsődleges kénháztartás a légkör—talaj rendszerben Krakkó környékén

	t S year ⁻¹ for the whole region	t S km ⁻² year ⁻¹
Emission	9.0 × 10 ⁴	27.65
Steady — state content in the layer 0—50 m	1.5 × 10 ³	
Wet deposition	8.5 × 10 ³	2.61
Dry deposition	2.73 × 10 ⁴	8.38
Total deposition	3.58 × 10 ⁴	10.99

Theoretical calculations of deposition velocities for typical aerosols diameter 0.1—1 μm are about 10⁻²—10⁻¹ cm s⁻¹ (Chamberlain, 1975). But there is some controversy over validity of theoretical values. Wesely *et. al.* (1977) found deposition velocities in the order of 1 cm s⁻¹ for aerosol in the size range 0.1—1 μm. At high humidity and in mist and fog particles may grow as a result of aggregation or condensation. The large fraction of particles has a much shorter residence time than the submicron fraction. It has been found in the region of Cracow that calcium sulphate exceeds ammonium sulphate (Manecki, 1974) and the calcium emitted to the atmosphere as well as the calcium derived from soil belongs to larger fraction. Thus dry deposition of sulphate was estimated using deposition velocities 0.1 cm s⁻¹ and 1 cm⁻¹ respectively. The larger value 5.5 × 10³ t SO₄—S for the whole region per year has been taken into consideration. *Table I* summarizes the obtained results of the sulphur budget in the atmosphere—ground system.

It is seen from this table that dry deposition is ca. 3 times larger compared to wet deposition. Total sulphur deposition amounts to ca. 40% with reference to the emitted sulphur in the region of Cracow.

3. Concluding remarks

Presented budget of sulphur compounds requires further data e. g. empirical deposition velocities of SO₂ and SO₄, gains and losses of sulphur compounds by advection of air masses. There is need to determine separately input of sulphur compounds as well as of other pollutants to forest and water ecosystems, agricultural crops and city buildings.

REFERENCES

- Chamberlain A. C. (1975) The movement of particles in plant communities in vegetation and the atmosphere. Vol. 1, ed. J. L. Monteith, Academic Press, London.
- Dovland H., Joranger E. and Semb A. (1976) Deposition of air pollutants in Norway, in Impact of acid precipitation on forest and freshwater ecosystems in Norway, ed. F. H. Braekke, Res. Rept. FR6, SNSF. Oslo - Ås.
- Eliassen A. (1977) The long range transport of sulphur described by one layer trajectory model. Int. symposium on meteorological aspects of atmospheric pollution. 11 - 19. March. Leningrad.
- Garland J. A., Atkins D. H. F., Readings C. J. and Caughey S. J. (1974) Deposition of gaseous sulphur dioxide to the ground. *Atmospheric Environment* 8, 75 - 79.
- Hryniiewicz R., Oliwa L. (1970) Oznaczanie siarczanów w pyłach atmosferycznych i opadach. *Ochrona Powietrza* 6.20 - 24.
- Kasina S., Lewinska J. and Kwiek J. (1978) Model emisji zanieczyszczeń atmosferycznych z uwzględnieniem interakcji z podłożem. Publikacje materiałów konferencyjnych nt. ochrony środowiska w Makroregionie Płd. - Wsch. Tarnów.
- Manecki A. (1974) Z badań mineralogicznych składu fazowego pyłów atmosferycznych Krakowa. Komunikaty z posiedzeń Komisji Nauk Mineralogicznych PAN. Kraków.
- Meetham A. R. (1950) Natural removal of pollution from the atmosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.* 76. 359 - 371.
- Mészáros E. and Várhelyi G. (1977) An attempt to estimate the continental sulphur emission on the basis of atmospheric measurement. *Atmospheric Environment* 11. 169 - 172.
- Norwegian Institute for Air Research (1976) Private communication.
- Petrenko V. K. (1977) On the investigations of vertical distribution of impurity concentration by observations from the Ostankino TV. Int. symposium on meteorological aspects of atmospheric pollution. 11 - 19 March. Leningrad.
- Smith F. B. and Jeffrey G. H. (1975) Airborne transport of sulphur dioxide from the U. K. *Atmospheric Environment* 9. 643 - 659.
- Unsworth M. H. (1977) Dry deposition of gases and particles to vegetation: A review. Workshop on methods in acid precipitation studies. 19 - 23. Sept. Edinburgh.
- Wesely M. L., Hicks B. B., Dannevik W. P., Frisella S. and Husar R. B. (1977) An eddy correlation measurement of particulate deposition from the atmosphere. *Atmospheric Environment* 11. 561 - 563.
- Yamamura S. and Fritz J. (1955) Rapid microfiltration of sulphate. *Analyt. Chem.* 27. 1461 - 1464.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 82. évf. 6. szám, 1978. nov—dec.
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 82 No. 6. Nov—Dec 1978 Budapest

A hidrosztatikai instabilitás fő típusai és a konvektív mozgások kitüntetett módozatai a légkörben

GÖTZ GUSZTÁV, Központi Meteorológiai Intézet, Budapest

The Main Types of Hydrostatic Instability and the Preferred Modes of Convective Motion in the Atmosphere. A survey of results of the theoretical studies dealing with the preferred modes of convective motion depending on the main types of hydrostatic instability of the atmosphere is given. When the stratification is absolutely stable, perturbations lead to damped gravity oscillations whose frequency is the Brunt-Väisälä frequency. In an absolutely unstable layer heat is transported vertically by circulations which are organized in the form of Bénard cells (Rayleigh convection). In a conditionally unstable atmosphere the preferred mode of motion is represented by the penetrative convection; the preferred cell size and the area ratio of the ascending region to the descending one highly depend on the specific selection hypotheses adopted in the different theoretical studies.

*

Основные типы гидростатической неустойчивости и характерные формы конвективных движений в атмосфере. Дается обзор результатов теоретических исследований, направленных на изучение характерных форм конвективной циркуляции, связанных с различными типами гидростатической неустойчивости. В атмосфере с абсолютно устойчивой стратификацией возмущения вызывают затухающие колебательные движения (гравитационные колебания), частота которых выражается частотой Brunt-Väisälä. В абсолютно неустойчивом слое вертикальный перенос тепла осуществляется циркуляцией вида ячеек Бенара (конвекция Рэлея). В условно неустойчивой атмосфере характерной формой движения является проникающая конвекция. Для характерных размеров ячеек, а также для взаимоотношения диапазонов восходящего и нисходящего потоков, теоретические исследования дают различные величины, в зависимости от принятых условий селекции.

*

A légköri mozgásformák családjában fontos helyet foglalnak el azok a vízszintes tengely körüli cirkulációk, amelyek — kialakulásukat tekintve — a függőleges menti labilis tömegelrendeződésre (a légoszlop hidrosztatikailag instabilis állapotára) vezethetők vissza. Ezt a mozgásformát, amelyet 1—10 km-es nagyságrendű térbeli méret és 0,5—1 órás tartamú életciklus jellemez, *konvektív mozgásnak* (vagy egyszerűen *konvekciónak*) nevezzük. Mivel a hidrosztatikai instabilitás a nyugalomban levő (álló) légkörben a vertikális mentén ható két erő — a g (látszólagos) gravitációs erő és a P bárikus gradiens erő — kiegyensúlyozatlanságának a következménye, az elméleti meteorológiában az instabilitásnak ezt a típusát *gravitációs instabilitásnak*, az eredő mozgásformát pedig *belső gravitációs hullámoknak* is szokták nevezni.

A konvektív mozgások jelentősége három nézőpontból is megvilágítható. *Hidrodinamikai szempontból* ennek a mozgásformának a kialakulása az az első

közvetítő mechanizmus, amelynek révén a napsugárzás hőenergiája a légkörben kinetikus energiává transzformálódik, illetve a kinetikus energia a sűrűlódásos disszipáció ellenére megmarad. *A légkör energiaháztartása szempontjából* ez az a mozgásforma, amely az impulzus, a hő és a vízgőz vertikális transzportjának jelentős hányadát lebonyolítja. *A lokális időjárás alakulása szempontjából* pedig ehhez a mozgásformához kapcsolódik a vertikális felépítettségű (cumulus) felhők képződése, a zivatarok és a rendezettség még magasabb fokát mutató cirkulációk (instabilitási vonalak, multi-cellás és szuper-cellás nagy konvekciós rendszerek) kialakulása. Végül, ha negyedik nézőpontként *a modellező meteorológus szempontját* is említeni kívánjuk: a konvektív mozgásforma az, amely a légkör viselkedésének alapvetően nem-lineáris természetét meghatározza.

A konvektív mozgások *fenomenológiai leírása* (az egyszerű zivatarcellának és a nagy konvekciós rendszerek különböző típusainak fizikai-kinematikai modell-szerkesztése) a második világháborút követően — elsősorban a radar-technika fejlődésének köszönhetően — számottevő előrehaladást mutatott. Ugyancsak figyelemre méltó sikert vallhat magáénak az *individuális konvektív elemek fejlődésének dinamikai modellezése*; ezen a területen a felhőfizikai mikro-folyamatok és a felhődinamikai makro-folyamatok kölcsönhatásának a szisztematikus kezelése jelentette az utolsó évtized kiemelkedő előrelépését.

Mindmáig számos megoldatlan problémával találjuk azonban szemben magunkat, ha azt a kérdést tesszük fel: hidrodinamikailag miként okolhatók meg a konvektív mozgásoknak azok a kitüntetett makro-módozatai, amelyek vizuálisan, vagy a radar-, illetve műholdképek alapján egyértelműen felderíthetők és leírhatók. Az oszcillációs és cirkulációs mozgások elmélete erre a kérdésre csak meglehetősen általános választ ad (*Godske, Bergeron, Bjerknes és Bundgaard, 1957*): horizontális irányban végtelen kiterjedésű, két horizontális felülettel határolt hidrosztatikailag instabilis folyadékrétegben a konvektív cirkulációk magasságának egyenlőnek kell lennie a két határoló felület közötti távolsággal, a cellák horizontális mérete azonban tetszőleges lehet, azaz a cirkulációk különböző alakzatai létezhetnek. Minthogy a különböző alakzatú cirkulációs mozgásokhoz az amplitúdó növekedésének (pontosabban a növekedés q intenzitásának) más és más értékei tartoznak, ezért ha egy általános perturbáció hatására az instabilis folyadékrétegben egyidejűleg különböző alakzatú cirkulációk indulnak meg, végülis feltételezhetően azok fognak dominálni, amelyekre q maximális. Mivel pedig q azokra a cirkulációkra maximális, amelyekben a passzív elmozdulások minimálisak, ennek a *szelekciós feltételnek* az alapján a mozgás kitüntetett módozatának a következő *szelekciós elvére* jutunk: hidrosztatikailag instabilis folyadékban a tömeg átrendeződését kitüntetetten a kis passzív horizontális elmozdulásokkal rendelkező „magas” cirkulációs rendszerek bonyolítják le. Minthogy viszkózus folyadékban az igen magas cirkulációkat az erős nyírómozgások miatt a sűrűlódás számottevően csillapítja, abban a kitüntetett cirkulációs módozat valamivel laposabb lesz. Végül, mivel a cirkulációknak a vízszintes mentén az egész folyadékteret ki kell tölteniök, a cirkulációs cellák horizontális vetülete kör alakú nem lehet. Minthogy a sűrűlódás szempontjából a „legsímább” határt a hatszög jelenti, a fenti szelekciós elvet kiegészíthetjük azzal, hogy a cirkulációs rendszerek horizontális vetületei kitüntetetten szabályos hexagonok.

A dolgozat következő részében azt vizsgáljuk, hogy milyen szelekciós elvek jutnak érvényre a légkörben a hidrosztatikai instabilitás különböző típusai esetén.

A hidrosztatikai instabilitás fő típusai

A légkör vertikális rétegződésének hidrosztatikai egyensúlya a legegyszerűbben az ún. *részecske-módszer* segítségével analizálható. E módszer szerint a légoszlop individuális elemének a függőleges irányú perturbációkkal szemben tanúsított viselkedése alapján az egyensúlyi helyzet három fő típusa különböztethető meg:

- *abszolút stabilitás*, amelynek feltétele, hogy $\gamma < \Gamma_s$ legyen;
- *abszolút instabilitás*, amelynek feltétele, hogy $\gamma > \Gamma_d$ legyen; és
- *feltételes instabilitás*, amely akkor áll elő, ha $\Gamma_d > \gamma > \Gamma_s$,

ahol γ a geometriai vertikális hőmérsékleti gradiens, Γ_d és Γ_s pedig a száraz- illetve nedves-adiabatikus individuális hőmérsékleti gradiens.

A légoszlop hidrosztatikai instabilitásának különböző típusaihoz a konvektív mozgásforma különböző kitüntetett módozatai tartoznak; a következőkben ezeket tekintjük át.

A konvektív mozgásforma kitüntetett módozata abszolút stabilis rétegződés esetén

Abszolút stabilis rétegződés esetében a vertikális irányú perturbáció következményeként elmozduló levegőelemre új környezetében egy olyan $\mathbf{g} + \mathbf{P} \neq 0$ erő hat, amely az elemet eredeti helyzetének elfoglalására kényszeríti vissza. Ezt az erőt a fizikában *felhajtó erőnek* nevezzük, amely ebben az esetben negatív előjelű. Az eredő mozgásforma az egyensúlyi szinthez viszonyított csillapodó rezgőmozgás lesz, amelynek N frekvenciáját általánosságban az

$$N = g\sqrt{b - B} \quad (1)$$

egyenlet adja meg, ahol b a sűrűség geometriai elrendeződését jellemző barotropitási koefficiens, B pedig a levegőelem individuális sűrűségváltozását jellemző piezotropitási koefficiens, és esetünkben $b > B$. Ezt a mozgásformát *gravitációs oszcillációnak*, az (1) frekvenciát pedig *Brunt-Väisälä frekvenciának* nevezzük; fizikailag N^2 a vertikális elmozdulás távolságegységére eső felhajtó erőt jelenti.

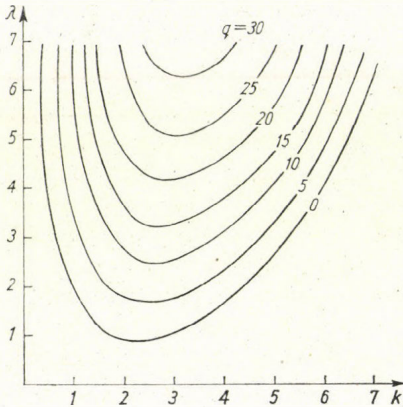
A konvektív mozgásforma kitüntetett módozata abszolút instabilis rétegződés esetén

Ha egy viszkózus folyadék vízszintes rétegét alulról egységesen melegítjük (vagy felülről egységesen hűtjük), a réteg alsó határán mért T_1 és a felső határán mért T_2 hőmérséklet közötti $\Delta T = T_1 - T_2$ különbségnek egy bizonyos kritikus értéke alatt a vertikális irányú hőcsere a molekuláris vezetésre korlátozódik: a folyadék nyugalomban marad. Ha azonban a ΔT ezt a kritikus értéket (az ún. *marginális stabilitás szintjét*) meghaladja, a molekuláris hővezetés mellett már makroszkopikus tömegátvitel is fellép: az egész folyadékréteg önálló hexagonális cellákra bomlik szét, és ezeknek a celláknak a cirkulációja szállítja a hőt alulról a folyadék felszínére. Ezt a mozgásformát, amely igazolni látszik a bevezetőben leírt szelekciós elvet, *cellás konvekciónak* hívjuk, a konvektív cellákat pedig – a laboratóriumi folyadék-kísérletek első módszeres leírójának tiszteletére – *Bénard-celláknak* nevezzük (Bénard, 1900a, 1900b, 1901).

A cellás konvekció problémáját elméletileg vizsgálva, *Rayleigh* (1916) kimutatta, hogy a makroszkopikus tömegátvitel megindulásának feltétele, hogy

$$Ra \equiv \frac{g\beta\Delta Th^3}{\kappa\nu} > \frac{27\pi^4}{4} \quad (2)$$

legyen, ahol β a hőtágulási együttható, h a folyadék réteg vastagsága, κ a hőmérsékletvezetési tényező, ν a kinematikai viszkozitási koefficiens. A (2) egyenlőtlenség bal oldalán álló dimenzió nélküli Ra mennyiséget *Rayleigh-számnak* nevezzük, az egyenlőtlenség jobb oldalán álló szám pedig Ra kritikus értékét jelenti. Elméleti és laboratóriumi vizsgálatok egybehangzó követke-



1. ábra. Az abszolút instabilis rétegződésű légkörben kialakuló konvekció tetszőleges egységeiben kifejezett q exponenciális növekedési intenzitásának izopletái a $k\lambda$ -paraméter-térben, *Ogura* (1971) nyomán

tetése szerint a $Ra > Ra_{krit}$ esetén kialakuló konvekciós cellák magasság-szélesség arányát reprezentáló hk szorzat értéke 2 és 3 között van, ahol k a horizontális hullámszám. Az instabilitási tartományt a k, λ -paraméterterben az 1. ábra mutatja be; λ a Rayleigh-szám és a kritikus Rayleigh-szám arányát jelöli. A $q=0$ marginális stabilitási görbe fölötti szuper-kritikus tartományban a konvekciós cellák exponenciális növekedése lehetséges; jelenleg az ebbe a tartományba eső véges amplitudójú mozgások tulajdonságainak a megismerése áll az elméleti kutatások homlokterében (1. pl. *Ogura*, 1971).

Az elmúlt évtizedek során számos próbálkozás történt a Rayleigh-féle stabilitási problémának a légköri feltételekre való kiterjesztésére. *Jeffreys* (1930) nyomán például kimutatható volt, hogy a molekuláris mozgás és a turbulencia eredő hatását súrlódásként tekintve, s a κ és ν molekuláris koefficienseket azoknak a légkörre vonatkozó „örvényes” megfelelőivel helyettesítve, $h > 20$ m-es rétegvastagságokra a konvektív cirkulációk kialakulásának (2) feltétele az abszolút instabilitás $\gamma > \Gamma_d$ feltételébe megy át (1. pl. *Götz és Szalay*, 1973; *Götz*, 1975). Nagymértékben inspirálta ezeket a vizsgálatokat az a körülmény, hogy az első meteorológiai mesterséges holdak televíziós felvételei az óceánok fölött a konvektív felhőzet meglepően magas fokú, a cellás konvekció szerkezetéhez hasonló mezo-skálájú rendezettségét tárták fel (*Krueger és Fritz*, 1961). A légköri Bénard-cellák azonban a mérések szerint a laboratóriumi-elméleti celláknál egy-két nagyságrenddel laposabbak: ezekre a cellákra a hk szorzat $10^{-1} - 10^{-2}$ közöttinek adódott. Az elméleti vizsgálatok ezt az eltérést az örvény-viszkozitás koefficiensének légkörbeli szélsőséges anizotropiájával,

illetve a légkör termikus határrétegének speciális szerkezetével igyekeznek magyarázni (1. pl. *Sasaki*, 1970).

A konvektív mozgásforma kitüntetett módozata feltételelesen instabilis rétegződés esetén

Mivel a légkörben a perturbáció szerepének betöltésére alkalmas hatások (ún. *triggerek*) – elsősorban a szélmező szub-szinoptikus skálájú vergenciájából származó emelőmozgások formájában – állandóan jelen vannak, abszolút instabilitás a szabad légkör jelentősebb vastagságú rétegeiben nem alakulhat ki, illetve tartósan nem maradhat fenn. Természetes légköri feltételek mellett a hidrosztatikai instabilitás kitüntetett típusa a *feltételes instabilitás*, amely kizárólag a vízgőzzel telített (tehát általában felfelé mozgó) levegőelemre jelenti a pozitív felhajtó erő megjelenését és ezért latens formában igen magas fokot érhet el.

A konvektív mozgásoknak a feltételelesen instabilis rétegződés esetén kitüntetett módozatát elméletileg elsőként *J. Bjerknes* (1938) vizsgálta, majd eredményeit *Petterssen* (1939) általánosította. *Bjerknes* és *Petterssen* munkájának célja a *Refsdal* (1930) által kidolgozott *részecske-módszer* tökéletesítése volt; a kérdésnek ezt a szinoptikus analízist érintő oldalát – a hidrosztatikai egyensúly stabilitásának a *rétegmódszer* segítségével történő elemzését – a hazai irodalomban legutóbb *Götz* és *Szalay* (1977) foglalta össze. A jelen tanulmányban figyelmünket *Bjerknes* gondolatmenetének az *energetikai* vonatkozására összpontosítjuk, mivel ezen keresztül érthető meg legjobban a probléma fizikai háttere.

Tekintsük a feltételelesen instabilis rétegzettségű légkörnek egy egységnyi vastagságú horizontális rétegét, amelynek kiterjedése elegendően nagy ahhoz, hogy több individuális cumulus-felhőt is magában foglaljon. Tételezzük fel, hogy a környezeti horizontális mozgás ebben a rétegben nem tart fenn netto tömeg-konvergenciát. Ha ezen kívül feltételezzük, hogy a réteg felhős tartományainak egész A_s területén egységesen a felfelé mozgó telített levegő sebessége w_s , sűrűsége pedig ρ_s , s ugyanígy a felhőtlen térrészek egész A_d területén mindenütt a telítetlen leáramló levegő sebessége w_d , sűrűsége pedig ρ_d , akkor a tömeg megmaradásának elve értelmében kell, hogy

$$A_s \rho_s w_s + A_d \rho_d w_d = 0 \quad (3)$$

legyen.

A (3) feltétellel az egységnyi vastagságú izobárikus réteg hőtartalmának $\partial Q/\partial t$ megváltozására a következő egyenlet vezethető le:

$$\begin{aligned} c_p M_s w_s [(\Gamma_d - \gamma) + (\gamma - \Gamma_s)] = \\ = c_p M_s w_s \left(1 + \frac{M_s}{M_d}\right) (\Gamma_d - \gamma) + \\ + c_p M_s w_s \left[(\gamma - \Gamma_s) - \frac{M_s}{M_d} (\Gamma_d - \gamma) \right], \end{aligned} \quad (4)$$

ahol M_s illetve M_d a felhős illetve a felhőtlen levegő egységnyi vastagságú rétegének a tömege.

A (4) egyenlet bal oldalán az adiabatikus konvekciós folyamat *egyetlen* energiaforrása: a *kondenzáció során felszabaduló hő* mennyisége áll. Ez a hő-

mennyiség természetszerűen arányos a $\Gamma_d - \Gamma_s$ különbséggel, továbbá a felhős levegő felfelé irányuló $M_s w_s$ transzportjával.

A (4) egyenlet jobb oldalának első tagja a vizsgált réteg egészének (tehát a felhős és a felhőtlen tartományok együttesének) *egységes melegedését* fejezi ki. Ez a hőmennyiség arányos a felhős levegő felfelé irányuló $M_s w_s$ transzportjával, és annál nagyobb, minél nagyobb a $(\Gamma_d - \gamma)$ különbség. Végül a réteg egységes melegedése arányos az $(1 + M_s/M_d)$ faktorial, amely annál nagyobb, minél szélesebbek a felhős területek a felhőtlen tartományokhoz viszonyítva. Normális légköri körülmények esetén a kondenzáció nyomán felszabaduló hőnek a többsége erre az egységes melegedésre használandó fel; eredményeként a rendszer egészének a súlypontja megemelődik, azaz potenciális energiája megnövekszik.

Végül a (4) egyenlet jobb oldalának második tagja a *felhős tartomány „többlet”-melegedését* fejezi ki; ez a felszabaduló latens hőnek az a része, amely a konvektív cirkulációk kinetikus energiájának a generálásához rendelkezésre áll. A hőmennyiség arányos a felhős levegő pillanatnyi felfelé irányuló $M_s w_s$ transzportjával, s a konvektív cirkulációk kinetikus energiája akkor és csak addig növekszik, amikor és amíg

$$(\gamma - \Gamma_s) - \frac{M_s}{M_d} (\Gamma_d - \gamma) > 0.$$

Ilyenformán az

$$\frac{M_s}{M_d} < \frac{\gamma - \Gamma_s}{\Gamma_d - \gamma} \equiv \delta \quad (5)$$

egyenlőtlenség szükséges feltétele annak, hogy a konvektív cirkulációk kinetikus energiát termeljenek. Az (5)-ből következik, hogy ha az alapállapot instabilis rétegződése gyenge fokú (annak δ mérőszáma közel zérus, azaz γ sokkal közelebb van Γ_s -hez, mint Γ_d -hez), akkor a konvekció egyetlen önfenntartó konfigurációja az, hogy $M_s/M_d \rightarrow 0$. Ez olyan keskeny felhőtartományokat jelent, amelyeket igen széles felhőtlen területek választanak el egymástól.

A feltételesen instabilis légkörben kialakuló kétdimenziós konvektív cirkulációk intenzifikálódása (a növekedés q intenzitása) a

$$\Delta t = \frac{2\pi}{g} \sqrt{\frac{\Theta (x_s + x_d + \frac{4L}{h} x_s x_d)}{(\gamma - \Gamma_s)x_d - (\Gamma_d - \gamma)x_s}} \quad (6)$$

formulával jellemezhető, ahol $\Delta t = \frac{2\pi}{|N|} = \frac{2\pi}{q}$ azt az időintervallumot fejezi

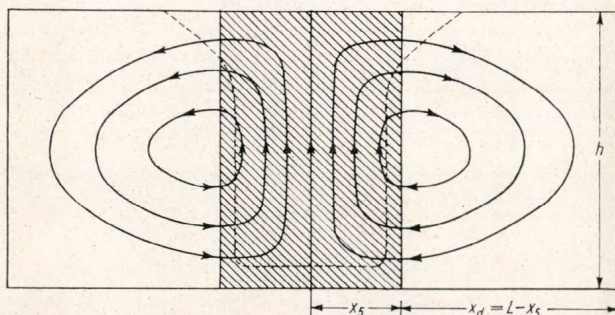
ki, amely alatt az amplitúdó kezdeti értékének az $e^{2\pi}$ -szeresére növekszik. A (6) egyenletben Θ az alapállapot potenciális hőmérséklete, h a feltételesen instabilis réteg vastagsága, x_s a feláramlási tartomány, x_d a leáramlási tartomány, L pedig a konvekciós cella fél szélessége (2. ábra), végül $|N|$ az (1) formulával definiált Brunt-Väisälä frekvencia abszolút értéke. A háromdimenziós cirkulációkra a (6)-hoz hasonló, de lényegesen bonyolultabb formula vezethető le.

Összefoglalva, *Bjerknes* analízise alapján a konvektív mozgások kitüntetett módozatának szelekciós elvét a következőkben fogalmazhatjuk meg:

a) Feltételesen instabilis rétegződésű légkörben a konvekció számos lehetséges formájának versenyében az a módozat fog végül is dominálni,

amelynél az aktív feláramlás végtelenül szűk csatornára koncentrálódik, a lefelé irányuló kompenzációs mozgás pedig széles tartományra kiterjeszkedő lassú folyamat. Az $M_s/M_d \rightarrow 0$ határesetre az (5) feltétel a telített levegő instabilitásának a részecske-módszerrel nyerhető $\gamma > \Gamma_s$ feltételére redukálódik.

b) Az azonos M_s/M_d aszimmetriával rendelkező összes konvektív mozgások közül a (6) szerint azok mutatják a növekedés maximális intenzitását, amelyeknek kicsiny a horizontális kiterjedésük ($L \ll h$), azaz amelyekben a passzív horizontális elmozdulások minimálisak.



2. ábra. A feltételesen instabilis rétegződésű légkörben kialakuló konvektív cirkuláció sematikus képe. A vonalkázott terület a telített feláramlási tartományt, a szaggatott görbe pedig a cumulusfelhő valószínű profilját jelöli

Az eddig ismertetett elvek természetesen csak sűrűdásmentes mozgásra érvényesek. Mivel a végtelenül keskeny feláramlási jet-mozgások és az igen kis passzív elmozdulások esetében a sűrűdásos csillapítás különösen jelentékkennyé válik, viszkózus légkörben nem alakulnak ki olyan keskeny felhőtornyok, amelyek a turbulencia hatására már képtelenek fennmaradni. Mindazonáltal érvényben marad az a tény, hogy a konvektív mozgásoknak a feltételesen instabilis légkörben kitüntetett módozata alapvetően különbözik az abszolút instabilis rétegződésre jellemző módozattól: az utóbbi esetben nagyságrendileg azonos tömegek azonos sebességgel mozognak vertikális irányban; a cellás konvekció folyamatában a fel- és leáramlások nagyságrendileg azonos területeket foglalnak el. A mozgásnak a feltételesen instabilis légkörben kitüntetett formáját ezért megkülönböztetesként gyakran (a viszonylagos nyugalmi környezetben) *áthatoló konvekciónak* nevezik; elméletileg ennek a mozgásformának a kitüntetett jellegével magyarázható, hogy a légszlop tömegátrendeződését ennél az instabilitási típusnál miért bonyolítják le kis tartományokra koncentrálódó felszálló ággal rendelkező, zivatarfolyamatokkal kísért intenzív konvekciós rendszerek.

A feltételesen instabilis rétegződés esetén kitüntetett mozgásforma elemzése a trópusi ciklonok kialakulása szempontjából

Régóta ismeretes, hogy a trópusi ciklonok fejlődésének és fennmaradásának elsődleges energiaforrása a kondenzáció során felszabaduló latens hő, s ez a hőfelszabadulás a cikloncentrum körzetében kialakuló magas konvektív felhőkben (ún. meleg tornyokban) következik be (Götz, 1976). Csábító gondolat tehát, hogy ezeket a rendszereket a gyakorlatilag állandóan a feltételes instabilitás állapotában levő trópusi légkör speciális konvektív mozgásformájának tekintsük, s a második világháborút követően Bjerknes elméletének tovább-

fejlesztését két évtizeden keresztül valóban ez az elképzelés vezérelte. Az analitikus vizsgálatok a perturbációs módszer alkalmazásával indultak meg, tehát azzal a feltételezéssel folytak, hogy a konvekció amplitúdója infinitezimális marad. Ez a közelítés lehetővé tette, hogy a konvekció alapvetően nem lineáris természete lineáris problémaként, azaz zárt analitikus formában legyen kezelhető.

Kis amplitúdójú konvekció. A feltételesen instabilis légkörben kialakuló kis amplitúdójú diszturbációk elemzésének sorát *Haque* (1952) tanulmánya nyitotta meg. Alapállapotnak a nyugalom állapotát tekintette, s az analitikus vizsgálatok körén belül elsőként engedte meg azt, hogy a hidrosztatikai stabilitás a vertikális mozgás irányától függően előjelet váltson, azaz a feltételes instabilitás feltétele a problémába beépíthetővé váljon. Noha az analízis arra az eredményre vezetett, hogy a diszturbáció fejlődésének intenzitása a horizontális méret csökkenésével növekszik, *Haque* a trópusi ciklonok fejlődését a feltételesen instabilis hidrosztatikai egyensúlynak tulajdonította.

Hasonló alapfelgondolásokból kiindulva *Lilly* (1960) kimutatta, hogy instabilis cirkuláció azoknak a perturbációknak az eredményeként alakul ki, amelyeknek a horizontális mérete kisebb egy bizonyos (néhány száz kilométeres) limitáló sugárnál, a növekedés maximális intenzitását pedig azok a diszturbációk mutatják, amelyeknek a horizontális kiterjedése egyenlő vagy kisebb a diszturbációk vertikális méreténél. Következésképpen a konvekciós rendszerek gyorsabban fejlődnek a mezo- és ciklon-skálájú rendszereknél. A kisebb térségű (konvekciós) mozgások gátolják a nagyobb méretű diszturbációk fejlődését, részben a nem-lineáris hőátvitel stabilizáló hatása, részben a kiterjedt kompenzációs leáramlások léte következtében. Ennek ellenére *Lilly* sem zárta ki annak a lehetőségét, hogy a trópusi ciklon fejlődése közvetlenül a feltételesen instabilis rétegződés következménye — arra építve ezt a véleményét, hogy egyéb mechanizmusok (mint például a véges amplitúdójú hatás) éppen a ciklon-méretű zavarok fejlődésének kedvez.

Mivel mind *Haque*, mind pedig *Lilly* — *Bjerknes*-hez hasonlóan — a mozgást súrlódásmentesnek és adiabatikusnak tételezték fel, az instabilitás valódi kritikus értékét, illetve a perturbáció tényleges kitüntetett méretét ezekben a munkákban sem sikerült meghatározni. Eredményeik lényegében megerősítették *Bjerknes* következtetéseit, amennyiben analitikus úton is igazolták, hogy a leáramlási tartomány A_d területének a csökkenése stabilizálja a konvekciót, s a cirkulációk növekedésének az intenzitása zérus lesz, ha az $A_s:A_d$ arány egyenlővé válik az alapállapot instabilitásának az (5) formulában definiált δ mérőszámával. Ezen kívül nem-viszkózus esetre még az is kimutatható, hogy az amplitúdó növekedésének q intenzitása x_s csökkenésével nő, s ha $x_s \rightarrow 0$, akkor

$$q \rightarrow g \sqrt{\frac{1}{\Theta} (\gamma - \Gamma_s)}, \quad (7)$$

megegyezésben a (6) egyenlettel (*Kuo*, 1961; *Yamasaki*, 1972).

A feltételesen instabilis rétegződésű légkör konvektív mozgásainak elméletét a súrlódás figyelembevételével *Kuo* (1961, 1965) fejlesztette tovább, majd pedig — függetlenül magától a trópusi ciklonok kialakulásának kérdéséről — *Yamasaki* (1972) gazdagította.

A perturbációs módszernek a viszkozitás és a hővezetőképesség bevonásával történő tökéletesítésével *Kuo* (1961) számára lehetővé vált, hogy a mozgás kitüntetett formájának szelekciós feltételül ne azt tekintse, amelyre

q maximális, hanem — a Rayleigh-konvekció elemzésének analógiájára — azt a formát, amely a feláramlási tartomány Ra_s Rayleigh-számának minimális $(Ra_s)_{\min}$ értékénél alakul ki. Ezt az állapotot, amelyhez a konvektív cirkulációk zérus-növekedése ($q=0$) tartozik, mint már említettük, *marginális stabilitásnak* nevezzük. A marginális stabilitás esetére *Kuo* kimutatta, hogy az a $(Ra_s)_{\min}$ érték, ami egy feltételesen instabilis légkörben a stacionárius konvektív mozgás fenntartásához szükséges, gyorsan nő, a feláramlás x_s mérete pedig lassan csökken, ha a leáramlási tartományban a hidrosztatikai stabilitás növekszik. A marginális stabilitás koncepciójával x_s értékének variálásán keresztül levezethető $(Ra_s)_{\min}$ érték azonban csak aszimptotikusan áll be és nem felel meg a leáramlási tartomány semmiféle véges x_d értékének, azaz nem lehet egyetlen x_d értéket sem a leáramlás kitüntetett mértékeként értelmezni.

Később *Kuo* (1965) bebizonyította, hogy ennek a látszatra nem biztató eredménynek az oka a marginális stabilitásnak szelekciós feltételként való alkalmazásából fakad; amíg ez a feltétel igen hasznos a Rayleigh-konvekció elemzésénél, már alkalmatlanná válik a felhős konvekció esetében a feláramlási tartomány Rayleigh-számának a szubkritikusról a kritikus értékre történő szekvenciális átváltásai során. Ezért helyesebb a szelekciós feltételt energetikai oldalról megközelíteni, pontosabban a konvekció kitüntetett módozatának kiválasztásához azt a szuperkritikus esetekre is kiterjeszthető feltételt kiszabni, hogy bármely adott Ra_s értékre a latens hőfelszabadulás következtében generálódó hasznosítható potenciális energia százalékos aránya maximális legyen. Erre az esetre *Kuo* kimutatta, hogy egy feltételesen instabilis rétegződésű légkörben a konvektív mozgások energiatranszport mechanizmusának a maximális hatékonysága x_s és x_d (azaz A_s és A_d) meghatározott értékeihez kapcsolódik, továbbá, hogy szuperkritikus felhős konvekcióra

$$\frac{x_s}{x_d} = \frac{A_s}{A_d} \approx -\frac{1}{2} \frac{Ra_s}{Ra_d}, \quad (8)$$

azaz a feláramlási és a leáramlási területek aránya a feláramlási tartomány stabilitásának és a leáramlási tartomány stabilitásának fokozódásával nő.

Yamasaki (1972) a kormányzó hidrodinamikai differenciálegyenletek közelítő formáit a véges-differencia-módszerrel előállítva, s a véges differenciálegyenleteket sajátérték-problémaként megoldva újra analizálta a marginális stabilitás esetét. Kimutatta, hogy mivel Kuo az $x=x_s$ -nél elhelyezkedő vertikális felületre (a feláramlás és a leáramlás tartományát elválasztó síkra) csak a vertikális sebesség eltűnését írta elő, x_s értéke szükségszerűen nem egyértelműen meghatározott. Ha azonban erre a felületre viszkózus esetben a $\partial T/\partial x$ horizontális hőmérsékleti gradiens folytonosságát is feltételként szabjuk ki, akkor a $q=0$ -hoz tartozó Ra_s és x_s értékei egyértelműen meghatározottakká válnak, s általában különbözni fognak a *Kuo* által levezetett értékektől.

Szuperkritikus Ra_s értékekre vonatkozóan *Yamasaki* (1972) vizsgálatának eredményei az alábbiakban összegezhetők:

- a) Az amplitúdó növekedésének q intenzitása az alapállapot instabilis rétegződését jellemző δ mérőszám növekedésével fokozódik.
- b) A q növekszik az instabilis réteg h vastagságának növekedésével.
- c) A $\kappa \nu$ szorzat növekedésével q csökken, ahol κ és ν a (2) egyenletben szereplő molekuláris koefficienseknek itt a megfelelő „örvényes” változatát jelentik.

d) Az x_s értéke egyértelműen meghatározott, s x_d elegendően nagy értékeire – gyakorlatilag függetlenül x_d , h és δ értékeitől – azt a $\kappa\nu$ szorzat határozza meg, közelítőleg az

$$x_s \approx \sqrt[4]{\kappa\nu} \quad (9)$$

formában.

e) A feláramlási tartományok közötti A_d terület alsó kritikus határa csökken, ha δ növekszik, illetve $\kappa\nu$ csökken.

Véges amplitúdójú konvekció. A perturbációs módszer segítségével végrehajtott vizsgálatok egyértelműen bebizonyították, hogy a trópusi ciklonok nem tekinthetők egyszerűen a feltételesen instabilis légkör nagytérű konvektív tömegátrendeződésének, mivel ez a rétegződés a sűrűlódás által megengedett legkisebb skálájú konvekciós mozgásnak kedvez. Ezt az eredményt mind *Lilly* (1960), mind pedig *Kuo* (1961) az alkalmazott módszer következményeként értelmezték, föltételezve, hogy az a feltételesen instabilis rétegződésű, de telítetlen légkör, amely ugyan stabilis a kis perturbációkkal szemben, hatalmas latens energiakészlettel rendelkezik a rendezett, véges amplitúdójú perturbációk vonatkozásában, azaz a véges amplitúdójú hatások igenis elvezetnek a trópusi ciklon keletkezéséhez. Ezzel szemben *Yamasaki* (1974) bebizonyította, hogy a véges amplitúdójú hatások alapvetően nem módosítják a konvekciónak a perturbációs módszerrel levezethető kiténtetett módozatát.

A véges amplitúdójú hatás a konvekció fejlődésének az előrehaladott stádiumában válik jelentőssé; legfontosabb következménye, mint ismeretes, az, hogy stabilizálja a rétegződést, s ezzel gátolja a konvekció további fejlődését. A véges amplitúdójú konvekció kifejlődése tehát δ és h értékének megváltozását (csökkenését) eredményezi, ami viszont – ahogy azt a perturbációs elmélet alapján várni lehet – a feláramlási tartomány méretének a megváltozását vonja maga után. *Yamasaki* (1974) számításai szerint azonban az instabilis réteg zsugorodásával és a réteg stabilizálódásával a feláramlási tartomány mérete csak igen kis mértékben (mintegy 10%-kal) lesz nagyobb a perturbációs módszerrel számított értéknél, s ez a növekedés elsősorban a konvekció alsó részére korlátozódik.

Egy másik véges amplitúdójú hatás, amelyet a perturbációs elmélet figyelmen kívül hagy, az impulzus és a hő horizontális advekciója. *Yamasaki* szerint azonban ezek a tényezők is csak csekély mértékben vezetnek a feláramlási tartomány méretének a megnövekedéséhez.

Végül érdekes kérdés az, hogy milyen befolyást gyakorol a véges amplitúdó a konvekciós cellák közötti kölcsönhatás folyamatára. A kis amplitúdójú konvekció esetében ez a kölcsönhatás a cellák egy részének a pusztulását eredményezi, a megmaradó cellák növekedése pedig felgyorsul (*Yamasaki*, 1972). A pusztulás intenzitása nem csak a konvektív cirkulációk fizikai paramétereitől függ, hanem az olyan kezdeti feltételektől is, mint a cellák közötti távolság, illetve a cellák hasonlóságának a mértéke. A véges amplitúdó – a rétegződés stabilizálásán keresztül – a kisebb cellák gyorsabb disszipációját eredményezi, *Yamasaki* (1974) azonban nyomatékosan hangsúlyozza, hogy a különbség a két eset között nem jelentős.

A trópusi ciklonok fejlődése. A fentebb vázolt eredmények tükrében jogosan merül fel a kérdés: ha a trópusi ciklon nem tekinthető a feltételesen instabilis légkörben kialakuló konvektív cirkulációk legnagyobb skálájú mozgásformá-

jának, akkor hogyan kell értelmeznünk a létét és fejlődését? A választ erre a kérdésre Charney és Eliassen (1964) adta meg; gondolatmenetük a következőkben foglalható össze. A trópusi légkör feltételesen instabilis rétegződése, azáltal, hogy lehetővé teszi a cumulonimbus-konvekció megjelenését, feltétlenül szerepet kell hogy kapjon a trópusi ciklon fejlődésében. Ugyanis mind a trópusi ciklonnak, mind a hurrikánnak a legszembetűnőbb jellemzője az alacsony szintű konvergencia zónájában megfigyelhető hatalmas esőzés; a felszabaduló latens hő mennyisége két nagyságrenddel is meghaladja azt az értéket, ami a makro-rendszer kinetikus energiájának a súrlódásos disszipációval szembeni fenntartásához szükséges. Charney és Eliassen szerint azonban nem szabad a ciklont és a konvekciós cellát úgy tekinteni, mint amelyek ugyanazért az energiáért versengenek, mivel ebben a versenyben — a megismert elmélet értelmében — a konvekciós cellának kell győznie. Helyesebb ezért a két mozgásformát inkább egymást támogató folyamatokként felfogni; a cumulonimbus-konvekciót, mint amelyik biztosítja a hőenergiát a ciklon fejlődéséhez, a ciklont pedig, mint amely létrehozza a nedvesség alacsony szintű konvergenciáját a cumulonimbus-cellákba.

Charney (1969) kimutatta, hogy a kölcsönhatásnak ez a típusa egy meghatározott kritikus szint fölött a nagytérségű mozgásforma öngerjesztését eredményezi: a ciklon exponenciálisan mélyülni kezd és rövid idő alatt hurrikán fokozatúvá fejlődhet. Ezt az állapotot — a konvektív mozgásformáért felelős feltételes instabilitástól való megkülönböztetésül — másodfajú feltételes instabilitásnak nevezik; mechanizmusának megismerése az elmúlt évtizedben a trópusi meteorológia egyik alapproblémájává lépett elő (Götz, 1976).

A feltételesen instabilis rétegződés esetén kitüntetett mozgásforma elemzése a konvektív folyamatok parametrizációja szempontjából

Ma már általánosan elfogadott nézet, hogy a makro-skálájú légköri modellek hatékonyságának számottevő növelése csak úgy képzelhető el, ha a véges differencia egyenletek numerikus integrációjához használt rácshálózat már nem felbontható, ún. szub-grid skálájú folyamatoknak: a nagytérségű mozgásrendszerek életeciklusában betöltő energiageneráló, vagy energiadisszipáló szerepét is számításba veszik. Mivel ezek a folyamatok a modellbe explicit formában nem építhetők be, a járható út az marad, hogy kialakulásuk feltételeit időlépcsőnként az egyes rácspontok környezetében a makro-skálájú paraméterek függvényében analizáljuk, hatásukat a makro-skálájú folyamatokra pedig statisztikailag fejezzük ki. A szub-grid skálájú folyamatok kezelésének ezt a módszerét parametrizációnak nevezzük.

A makro-skálájú légköri folyamatok modellezése során parametrizálandó folyamatok egyik fontos csoportja a belső dinamikai kölcsönhatások körébe tartozó konvekció (Götz, 1976). A konvektív mozgásforma megfelelő parametrizációs eljárásainak a kidolgozására irányuló törekvés volt az, amelyik az elmúlt évtizedben a kutatók figyelmét ismét a feltételesen instabilis légkör kitüntetett mozgásformájának a vizsgálatára irányította. Ezek a vizsgálatok már közvetlenül a konvekció makro-módozatainak numerikus szimulációján alapulnak; közös jellemvonásuk, hogy a mozgás kitüntetett módozatát egy alkalmasan megválasztott szelekciós feltétel kiszabásával vezetik le. Az alkalmazott modellek kormányzó egyenletei megfelelő alakjának a kiválasztásához az elméleti háttér — nagyságrendi analízisre támaszkodva — Ogura és Phillips (1962) teremtette meg.

A probléma analizésére alkalmas első cumulus-modellt — amely két koncentrikus légoszlopból áll, s a belső oszlop a feláramlás, a külső körgyűrűs henger pedig a leáramlás tartományát képezi — *Asai* és *Kasahara* (1967) szerkesztette. Ha bevezetjük a

$$\sigma = \frac{r_s}{r}$$

paramétert, ahol r_s a belső, r pedig a külső légoszlopnak a szimmetria-tengelytől mért sugara, akkor σ^2 a feláramlások tartománya és az egész tartomány területének a viszonyát fejezi ki, amelyet a *feláramlások területi sűrűségének* vagy *felhőfedettségnek* nevezhetünk. A modellel végzett számítások szerint a feláramlások csak abban az esetben maradhatnak fenn, ha

$$\delta > \frac{\sigma^2}{1 - \sigma^2} \geq 0, \quad (10)$$

ami összhangban áll az (5) következtetéssel. Szelekciós feltételként azt a követelményt alkalmazva, hogy a konvektív cirkulációk a maximális felfelé irányuló érzékelhető hőátvitelt bonyolítsák le, a kompenzációs leáramlási tartomány mérete egyértelműen meghatározottnak adódott, s ebben az esetben $\sigma^2 = 5 - 15\%$. Ha viszont a szelekciós feltétel a maximális kinetikus energia termelést írja elő, a feláramlási tartományok még keskenyebbek: $\sigma^2 = 4 - 9\%$.

Ezt a modellt később *Asai* (1967) tovább fejlesztette, s kimutatta: ahhoz, hogy a modell a feláramlási tartomány méretét is egyértelműen megadja, már nem élhetünk azzal az individuális konvektív elemek modellezésénél szokásos feltételezéssel, hogy a mozgásegyenletek horizontális komponense elhanyagolható; ez az elhanyagolás akkor válik kritikussá, amikor a konvekció horizontális mérete a vertikális méret nagyságrendjét megközelíti.

Asai (1967) modellje szerint a konvektív cirkulációk által lebonyolított vertikális hőátvitelt *fizikai paraméterek*: a leszálló légmozgás hidrosztatikai stabilitásának a foka, illetve a δ viszony, valamint a felhős levegő és a környezeti levegő keveredésének arányát kifejező ε^2 disszipációs faktor, továbbá *geometriai paraméterek*: a h magasság, az r_s sugár, a σ arány, valamint a beáramlási tartomány magasságának és a cella magasságának az aránya határozzák meg. Ha szelekciós feltételként ismét azt választjuk, hogy az így meghatározott vertikális hőtranszport maximális legyen, akkor azt kapjuk, hogy δ növekedésével σ^2 értékei, ε^2 növekedésével pedig r_s/h értékei nőnek. Ha $\varepsilon^2 = 0,1$, akkor $\delta = 0,1$ -re $\sigma^2 = 3\%$, $\delta = 1$ -re pedig $\sigma^2 = 15\%$ lesz.

A környezeti nagytérségű rendezett vertikális mozgások w_E mezejének hatását a konvektív felhőzet populációjára *Kasahara* és *Asai* (1967) elemezte. Szelekciós feltételük az volt, hogy a cirkulációk a kinetikus energiát a leghatékonyabban termeljék. Eredményül azt kapták, hogy $w_E = 100 \text{ cm sec}^{-1}$ esetén $\sigma^2 = 45\%$, míg $w_E = -10 \text{ cm sec}^{-1}$ mellett $\sigma^2 = 15\%$ -ra redukálódik, azaz a környezeti vertikális mozgások a feláramlások területi sűrűségére jelentős hatással vannak.

Egy másik érdekes kérdés: hogyan függenek a konvektív felhőzet jellemvonásai az alulról történő egyenletes hőközlés intenzitásától? Ezt a problémát *Asai* (1968) analizálta, szelekciós feltételként azt írva elő, hogy a cirkulációknak a legkisebb γ vertikális hőmérsékleti gradiensnél kialakuló és fennmaradó formája jelenti a konvektív mozgás kitüntetett módozatát. Modell-kísérlete arra az érdekes eredményre vezetett, hogy a hőközlés intenzitásának igen széles (100—1000 cal·cm⁻²·nap⁻¹) intervallumára *hideg levegőtömegben* (hőmérséklet

a Cu-alapnál $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$) $h=1-2\text{ km}$, $\sigma^2=8-12\%$ és $\gamma=8,1-8,6\text{ fok km}^{-1}$, míg meleg levegőtömegben (hőmérséklet a felhőalapnál $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$) $h=2-3\text{ km}$, $\sigma^2=3-6\%$ és $\gamma=5,5-6,1\text{ fok km}^{-1}$. Következésképpen homogén melegedéssel még igen intenzív hőközlés esetén sem alakul ki nagy vertikális kiterjedésű, jelentős területi fedettséget mutató konvektív feláramlás: a nagy konvekciós rendszerek kialakításában egyéb mechanizmusok is szerepet kapnak.

Mindazokban a vizsgálatokban, amelyeket eddig bemutattunk, érvényes volt a *pszeudo-adiabatikus feltétel*, holott Byers és Braham (1949), majd őket követően számos kutató kimutatta, hogy a zivatarfelhők fejlődésének kifejezett szakaszában a feláramlási csatornában kondenzálódó vízgőz leáramlási folyamatot indít meg, s abban az evaporációs hűlés az egész konvekciós rendszerre jelentős hatással van. Braham (1952) szerint a rendszerbe vízgőz formájában szállított víz nagy hányada a rendszeren belüli hideg leáramlás fenntartására fordítódik, s a leáramlást kísérő energia-újrarétegződés a rendszer fennmaradásának egyik fontos tényezője.

A vizsgálatok azt a tényt is feltárták, hogy a konvektív aktivitás erősebb azokban a tartományokban, ahol alacsonyszintű konvergencia uralkodik; ezekben a tartományokban ugyanis koncentráltan nagy mennyiségű vízgőz halmozódhat föl (Newton, 1967). De van a konvergenciának dinamikai jellegű hatása is, amelyet a nagytérségű vertikális mozgásra fejt ki, s aminek következtében az alacsonyszintű konvergencia területein a feláramlások területi sűrűsége növekszik (Cressman, 1946).

Hogy az említett tényezőket matematikailag is figyelembe tudja venni, Kitade (1972) a konvekciós modelljét nyitott rendszerként szerkesztette meg: lehetővé tette az oldalsó határfelületeken keresztüli tömegátvitel fellépését. Szelektív feltételként ő is a marginális stabilitás elvét választotta: adott Ra_d és w_E mellett a konvektív mozgások kitüntetett típusa az, amely a legkisebb Ra_s értéknél alakul ki. Eredményül azt kapta, hogy w_E növekedésével a konvektív feláramlásoknak mind az intenzitása, mind pedig a területi sűrűsége növekszik. A w_E közepes pozitív értékei esetén a konvektív cirkulációk kisebb Ra_s értékekkel és szélesebb felhős tartománnyal rendelkeznek. A kompenzációs leáramlás a cirkulációk növekedésének intenzitását redukálja, a felhőn belüli leáramlás pedig fokozza azt. A latens hő felszabadulása révén felhasználható energiának mintegy 60%-a a kompenzációs leáramlás térrészének adódik át, ahol az potenciális energiává alakul át.

Összefoglalva az eddig bemutatott vizsgálatokat, láthatjuk, hogy a különböző szerzők általában egymástól eltérően fogalmazták meg azt a szelektív feltételt, amelyhez a konvektív mozgások kitüntetett módozatát keresték. Érdekes elgondolással tért el ettől a szokásossá vált gondolatmenettől Asai és Nakasujii (1977), akik viszont úgy vélekedtek: a feltételese instabilis légkör kitüntetett konvektív mozgásformája az, amely a *numerikus kísérletek során a legtöbbször előfordul*. Megállapították, hogy ha egy h vastagságú feltételese instabilis réteg elegendően széles tartományát a kiindulási állapotban véletlenszerű, kis amplitúdójú hőmérsékleti diszturbáció éri, akkor kezdetben szabálytalan, kis méretű konvektív mozgások indulnak meg. Az idő múlásával a rendezetlenség foka csökken, s az eredő stacionárius mozgás egy sor nagyobb méretű konvekciós cellából áll, amelyet meghatározott geometriai méret jellemz. Ha a konvekciós cella méretét a vertikális sebesség szomszédos maximuma és minimuma közötti L távolsággal (a konvekció fél-hullámhosszával), a felhőfedettséget pedig a σ^2 paraméterrel jellemezzük, akkor leggyakrabban az $L=3,2h$ és $\sigma^2=20\%$ érték fordul elő. Összhangban a korábbi vizsgálatokkal, a nagy-

térségű rendezett feláramlás w_E sebességének növekedésével a konvekciós cella kitüntetett L mérete csökken, a feláramlások σ^2 területi fedettsége pedig növekszik. Ha $w_E = 0$, akkor δ csökkenésével (az instabilitás fokának a redukciójával) L növekszik, σ^2 pedig csökken. A w_E növekedése növeli a feláramlási tartomány méretét és csökkenti a kompenzációs leáramlás stabilizáló hatását.

A modell energiaegyenleteinek analízise arra a meglepő eredményre vezetett, hogy a korábbi szerzők által alkalmazott szelekiós feltételekhez – tehát a kinetikus energia és a hasznosítható potenciális energia genezisének maximális értékéhez, illetve a maximális felfelé irányuló hőátvitelhez – tartozó cella-méretnek *nem egyeznek meg* a leggyakrabban előforduló cella-mérettel, s ezért *Asai* és *Nakasuji* (1977) szerint azok nem is tekinthetők a konvekció kitüntetett módozatainak. Ezzel szemben az általuk helyesnek vélt szelekiós feltétel (amely a leggyakrabban megfigyelhető módozatot tekinti kitüntetettnek) akkor realizálódik, amikor a feltételese instabilis réteg potenciális energiája minimális lesz. Mivel a réteg potenciális energiája annak hidrosztatikai stabilitását jellemzi, *Asai* és *Nakasuji* a szelekiós elvet a következőképpen fogalmazta meg: feltételese instabilis légkörben a konvektív mozgások kitüntetett módozata az a forma, amely *minimalizálja a réteg hidrosztatikai instabilitását*, azaz amelynél a γ átlagos vertikális hőmérsékleti gradiens minimális értéket vesz fel.

IRODALOM

- Asai, T.*, 1967: On the characteristics of cellular cumulus convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, pp. 251–260.
- Asai, T.*, 1968: Cellular cumulus convection in a moist atmospheric layer heated below. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, pp. 301–307.
- Asai, T.* – *A. Kasahara*, 1967: A theoretical study of the compensating downward motions associated with cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **24**, pp. 487–496.
- Asai, T.* – *I. Nakasuji*, 1977: On the preferred mode of cumulus convection in a conditionally unstable atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, pp. 151–167.
- Bénard, H.*, 1900a: Tourbillons cellulaires dans une nappe liquide. I. *Rev. Gén. Sci.*, **11**, pp. 1261.
- Bénard, H.*, 1900b: Tourbillons cellulaires dans une nappe liquide. II. *Rev. Gén. Sci.*, **11**, pp. 1309.
- Bénard, H.*, 1901: Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide transportant de la chaleur par convection en régime permanent. *Ann. Chimie et Physique*, **23**, pp. 62–144.
- Bjerknes, J.*, 1938: Saturated-adiabatic ascent of air through dry-adiabatically descending environment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **64**, pp. 325–330.
- Braham, R. R.*, 1952: The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm environment. *J. Meteor.*, **9**, pp. 227–242.
- Byers, H. R.* – *R. R. Braham*, 1949: *The Thunderstorm*. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C. 287 pp.
- Charney, J. G.*, 1969: The intertropical convergence zone and the Hadley circulation of the atmosphere. Proceedings of the WMO/IUGG Symposium on Numerical Weather Prediction in Tokyo. *Technical Report of the Japan Meteorological Agency*, No. 67, pp. III-73–III-79.
- Charney, J. G.* – *A. Eliassen*, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, pp. 68–75.
- Cressman, G. P.*, 1964: The influence of the field of horizontal divergence on convective cloudiness. *J. Meteor.*, **3**, pp. 85–88.
- Godske, C. L.* – *T. Bergeron* – *J. Bjerknes* – *R. C. Bundgaard*, 1957: *Dynamic Meteorology and Weather Forecasting*. American Meteorological Society, Boston, Mass. and Carnegie Institution of Washington, D. C. 800. pp.
- Götz, G.*, 1975: A légköri konvekció mechanizmusa. *Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai*, **39**, pp. 46–87.
- Götz G.*, 1976: A latens hőfelszabadulás szerepe a szinoptikus skálájú mozgásrendszerek fejlődésében. Kandidátusi értekezés kézírata; megjelenik az *Országos Meteorológiai Szolgálat Kisebb Kiadványai* sorozatban.
- Götz G.* – *Szalay G.*, 1973: Cellás konvekció a légkörben és néhány sajátossága az észak-atlanti térségben. *Időjárás*, **77**, pp. 12–22.

- Götz G. — Szalay G., 1977: A konvektív folyamatok előrejelzésének elméleti alapjai és gyakorlati módszerei. *Meteorológiai Tanulmányok*, No. 19.
- Haque, S. M. A., 1952: The initiation of cyclonic circulation in a vertically unstable stagnant air mass. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **78**, pp. 394—406.
- Jeffreys, H., 1930: Instability of a compressible fluid heated below. *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, **26**, Part 2, pp. 17—22.
- Kasahara, A. — T. Asai, 1967: Effects of an ensemble of convective elements on the large-scale motions of the atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, pp. 280—291.
- Kitade, T., 1972: On the convection in a conditionally unstable atmosphere with mean vertical motion. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, pp. 243—258.
- Krueger, A. F. — S. Fritz, 1961: Cellular cloud patterns revealed by Tiros I. *Tellus*, **13**, pp. 1—7.
- Kuo, H. L., 1961: Convection in conditionally unstable atmosphere. *Tellus*, **13**, pp. 441—459.
- Kuo, H. L., 1965: Further studies of the properties of cellular convection in a conditionally unstable atmosphere. *Tellus*, **17**, pp. 413—433.
- Lilly, D. K., 1960: On the theory of disturbances in a conditionally unstable atmosphere. *Mo. Wea. Rev.*, **88**, pp. 1—17.
- Newton, Ch. W., 1967: Severe convective storms. *Advances in Geophysics*, **12**, pp. 257—308.
- Ogura, Y., 1971: A numerical study of wavenumber selection in finite-amplitude Rayleigh convection. *J. Atmos. Sci.*, **28**, pp. 709—717.
- Ogura, Y. — N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, pp. 173—179.
- Petterssen, S., 1939: Contribution to the theory of convection. *Geofys. Publ.*, **12**, No. 9.
- Rayleigh, Lord, 1916: On convection currents in a horizontal layer of fluid, when the higher temperature is on the under side. *Philosophical Magazine*, **32**, pp. 529—546.
- Rejsdal, A., 1930: Der feuchtlabile Niederschlag. *Geofys. Publ.*, **5**, No. 12.
- Sasaki, M., 1970: Influences of thermal boundary layer on atmospheric cellular convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, pp. 492—502.
- Yamasaki, M., 1972: Small-amplitude convection in a conditionally unstable stratification. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, pp. 465—482.
- Yamasaki, M., 1974: Finite-amplitude convection in a conditionally unstable stratification. *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, pp. 365—379.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 82. évf. 6. szám, 1978. nov.—dec.
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 82. No 6. Nov—Dec 1978 Budapest.

A mezo-skálájú cellás konvekció

RÁKÓCZI FERENC, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest és
SZALAY GABRIELLA, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

The Meso-scale Cellular Convection. Bénard (1901) was the first who demonstrated in his now classical laboratory test the existence of cellular convection in a fluid heated homogeneously from below. According to the pictures taken by meteorological satellites we already know that such a phenomenon exists in the atmosphere, too, mainly in the cases when cold air is moving over the warm ocean surface, or warm air is moving over the cold ocean surface. In the first case *open* cells form, while *closed* cells are observed in the second one. The unstable stratification of the air column is assured by heating from the bottom of the sea-air system in the case of open cells and by radiative cooling in the case of closed cells. The most characteristic difference between the cells observed among laboratory circumstances and those formed in the atmosphere is the diameter-depth ratio (a measure of the flatness of the cells); this ratio is: 3:1 in laboratory circumstances and 30:1 in the real atmosphere. This result indicates a greater intensity of the convective circulations in the atmosphere when compared with the laboratory tests. The investigation of the heat fluxes occurring in cellular convection systems on the basis of 52 cases over the North-Atlantic region can be summarized as follows: 1) In the case of meso-scale cellular convection there is an intensive interaction between the ocean and the overlying air. The atmosphere receives heat from the ocean by sensible and latent heat fluxes, the latent form of the heat flux being greater than the sensible one (*Table II*). 2) In the cases between cyclonic and anticyclonic curvature of the surface isobars, significant difference only in the sensible heat flux can be found (*Table III*). A significant difference in the sensible heat flux can also be shown during the rising and descending branch of the yearly march of the sea-surface temperature (*Table IV*). 3) Both in the latent and sensible heat fluxes one can find a tendency of organization according to latitudes: the greatest intensity of the heating process occurs in the area between 50°N—60°N latitude (*Table V*).

*

Мезомасштабная ячеистая конвекция. В настоящей работе дается короткий обзор литературы о лабораторном исследовании явлений ячеистой конвекции, об их формах и поведении в атмосфере по спутниковым изображениям. По рассмотрению 52 примеров, изучается поведение потока активного и скрытого тепла при наличии мезомасштабной ячеистой конвекции для северного атлантического пространства, при циклонических и антициклонических формах изобар, а также для периодов повышения и снижения температуры морской воды.

*

A mezo-skálájú cellás konvekció jelenségére Bénard (1901) laboratóriumi kísérlete hívta fel a figyelmet. Ez a kísérlet kimutatta, hogy az alulról homogén módon melegített folyadékban sajátos, cellás szerkezetű cirkuláció alakul ki és ezeket a cellákat felfedezőjükről Bénard-celláknak nevezték el.

A Bénard-cellák kialakulásához szükséges fizikai feltételek sokszor a légkörben is adóttak, ezért a kutatók feltételezték, hogy a légkörben is vannak ilyen típusú jelenségek. Hosszú ideig azonban a légkörben való jelenlétüket

nem sikerült kimutatni. E téren döntő fordulatot a meteorológiai mesterséges holdak hoztak, ugyanis már az első mesterséges hold, a TIROS I. felvételeiből világossá vált, hogy a Föld légkörében, elsősorban az óceánok felett, a Bénard típusú cellás konvekció karakterisztikus jelenség. Fény derült arra is, hogy a felfedezésük érdekében tett korábbi erőfeszítések kudarcának az volt az oka, hogy a Bénard-féle konvekciós cellák tipikusan mezo-skálájú folyamatok, azaz a méretük olyan, hogy a lokális skálán még nem, a szinoptikus skálán pedig már nem észlelhetők.

A mesterséges holdak nyújtotta képanyag lehetővé tette a felhők mezo-skálájú cellás elrendeződésének a behatóbb tanulmányozását. Tekintettel arra, hogy a mezo-skálájú cellás konvekció megjelenésének területén a planetáris határrétegben fontos energiaátviteli folyamatok zajlanak le, tanulmányozásukat több nemzetközileg koordinált kutatási program: a GARP és az INTER-KOZMOSZ munkabizottságai is javasolják. Különös hangsúlyt kap kutatásuk azáltal, hogy megjelenésük általában a meleg tengerek fölé áramló hideg légtömegekkel kapcsolatos, így markáns helyei a tenger-légkör kölcsönhatásoknak. A kezdeti minőségi leírások helyét is mindinkább az esettanulmányokon alapuló mennyiségi vizsgálatok veszik át, és az egyes tanulmányok a mezo-skálájú cellás konvekcióhoz kapcsolódó karakterisztikus időjárási jelenségeket igyekeznek meghatározni.

A cellás konvekció kutatására irányuló munkák egy része a velük kapcsolatos laboratóriumi eredmények analízisével, más része a laboratóriumi körülmények között előállított cellák és a légkörben fellépő mezo-skálájú cellás konvekció különbségeinek az indokolásával foglalkozik. Néhány tanulmányban az időjárási helyzet analíziséhez felhasználható szabályok összefoglalásáról olvashatunk.

1. A laboratóriumi vizsgálatok eredményei

A laboratóriumi körülmények között végrehajtott kísérletek és a velük kapcsolatos elméleti munkák nagymértékben járultak hozzá a légkörben megjelenő mezo-skálájú konvektív cellák természetének a megismeréséhez. Már *Bénard* (1901) kísérlete kimutatta, hogy instabilis folyadékban homogén melegítés révén olyan cellás konvekció állhat elő, amelynél a centrumban felfelé történő mozgás, a perifériákon pedig süllyedés tapasztalható. A képződött cellák poligonális alakúak. *Rayleigh* (1916) megállapította, hogy a Bénard típusú konvekció kialakulásához a folyadék alja és teteje között adott sűrűségkülönbségnek kell fellépnie, és ez a sűrűségkülönbség a molekuláris hővezetéssel és a viszkozitással egyenesen, a folyadék magasságának a köbével pedig fordítottan arányos.

Chandra (1938) a nyíróerő szerepét igyekezett tisztázni. Kísérleti berendezésében a nyírást vízszintesen mozgatott üveglappal biztosította. A kísérlet értékelése, amelyet részben *Brunt* (1951) végzett el, az alábbiakban összegezhető:

- a) Nyírás hiánya esetén véletlen eloszlású, poligonális cellák alakulnak ki.
- b) Kis nyírás esetén a poligonális cellák patkó alakú cellákká torzulnak és néha vonalakba rendeződnek.
- c) A nyírás további növelésével a nyírási vektor irányára merőleges tranzverzális hengerek alakulnak ki.
- d) Még tovább növelve a nyírást, a fellépő hengerek a nyírási vektorral párhuzamosakká válnak.

A laboratóriumi kísérletekből és a velük kapcsolatos elméleti vizsgálatokból még egy fontos paramétert: az átmérő-magasság arányt is meghatározták. Ez az arány a cellák átmérőjéből és a konvektív réteg vastagságából vezethető le és a konvekció intenzitásának a jellemzője. A klasszikus elmélet és a laboratóriumi vizsgálatok szerint ez az arány három az egyhez.

2. Cellás konvekció a műhold-felvételeken

A mezo-skálájú cellás konvekció a meteorológiai mesterséges holdak felvételeinek egyik legszembetűnőbb jelensége. Statisztikai-klimatológiai vizsgálatok szerint elsősorban tengerek felett lépnek fel, és tipikusan „szépidő” zónákkal kapcsolatosak. Ezen kívül konvekciós cellák természetesen szárazföldek felett is előfordulhatnak, de többnyire felhőtlen formákban, mivel ekkor az alulról történő nedvességfelvétellel nincs mindig mód.

A mesterséges holdak TV-kamerái által kimutatott cellás cirkulációs képek hasonlítanak a laboratóriumi kísérletekből megismert Bénard-cellákhoz, de részletesebb elemzésük során kiderült, hogy lényeges eltérések is vannak közöttük. Klimatológiai vizsgálatuk kimutatta, hogy az általános légkörzés folyamatában mindkét féltéken leggyakrabban a meridionális légcsera eredményeként, a poláris levegőnek a melegebb szélességekre történő mozgása folyamán jelennek meg. Szinoptikai azonosításuk szerint ciklonokhoz és anticiklonokhoz egyaránt kapcsolódhatnak, mégpedig általában a ciklonok hátoldalán és az anticiklonok előoldalán jelentkeznek.

A műhold-felvételen megjelenő felhőképek két jellemző formát mutatnak: nyitott cellákat és zárt cellákat.

A *nyitott cellák* túlnyomóan poligonális, vagy *U* alakú részek, néha körök, amelyeknek „nyitott” vagy kevésbé felhős a centruma. A *zárt cellák* összeállt, majdnem szimmetrikus felhőelemek, amelyeknek fedett a centrumuk és ezeket felhő nélküli gyűrűk veszik körül.

Anderson, Ferguson és Oliver (1966), valamint *Bugaev (1973)* szerint a nyitott cellás szerkezet megjelenésének az a feltétele, hogy hideg levegő áramoljon meleg tenger fölé és így biztosítva legyen az alulról történő melegezés, s ezáltal a labilizálódás. Zárt cellás szerkezet ellenkező esetben alakul ki; ilyenkor általában a tenger a hűvösebb és a labilizálódást a felülről történő lehülés váltja ki.

Cellás elrendeződést tipikusan alacsony szintű felhőzet mutat, mivel a cellás konvekció által átkevert réteg többnyire nem vastag és azt felülről inverzió, vagy erősen stabilis, száraz réteg zárja le. A felszálló levegőben kialakuló felhőzet nem egyetlen felhőblokk, hanem több, kisebb-nagyobb méretű individuális felhőből összeálló alakzat, ami arra figyelmeztet, hogy a természetben előálló cellák finomszerkezete jóval bonyolultabb, mint a laboratóriumi körülmények között képződő cellák szerkezete.

A laboratóriumokban előállított cellák és a légkörben kialakuló cellák között az egyik leglényegesebb különbség *Krueger és Fritz (1961)*, valamint *Götz és Szalay (1973)* szerint az, hogy az átmérő és magasság hányadosa 30:1, vagyis a természetes körülmények között kialakuló mezo-skálájú konvektív cellák intenzívebb képződmények. *Hubert (1966)* azt is megállapította, hogy a nyitott rendszerek kevésbé laposak.

Agee és Dowell (1974) szerint az átmérő-magasság hányados átlagos értéke nyitott cellákra vonatkozóan 15,12, zárt cellák esetében pedig 27,57. *Götz*

és *Szalay* az észak-atlanti térségben fellépő cellák esetében 16:1-nek találta ezt az arányt, ezen belül a minimális érték 7:1, a maximális érték pedig 35:1 volt.

A szélesebbesség és a felhőkép kapcsolatát *Rogers* (1965) vizsgálta. Tanulmányában az elrendeződés öt alapformáját különböztette meg és minden formához karakterisztikus szélesebbességértéket rendelt.

Reguláris poligonális cellákhoz 0–3,5 m/s szélesebbesség tartozik. *Elliptikus lánc* esetén, vagyis akkor, amikor a cellák ellipszisekké formálódnak és egymáshoz nyitott és zárt végekkel kapcsolódnak 4–11 m/s-os karakterisztikus sebességérték járul. A szél iránya a nyitott végekből a zárt végek felé mutat. A fenti sebességhatár felső felénél *kaagylózott forma* alakul ki, ekkor a szél iránya a sorokba rendezett elemekkel párhuzamosan fúj. *Szétfújtt ellipsziseknek* nevezi *Rogers* az olyan formációt, amikor a nyitott végű ellipszisek egymástól távolabb vannak. A karakterisztikus szélesebbesség ebben az esetben 12–18 m/s. A szél iránya a nyitott végektől a zárt végek felé mutat. Végül a *Rogers* által *soroknak* nevezett alakzat esetén a szélesebbesség értéke szintén 12–18 m/s, de a szél iránya csak 180°-os bizonytalansággal adható meg, a sorokkal párhuzamosan fúj.

A cellás szerkezetű mezo-skálájú konvekció és a szélnyírás kapcsolatát *Kuettner* (1971), *Götz* és *Szalay* (1973), valamint *Agee* és *Dowell* (1974) vizsgálta.

A függőleges szélnyírás átlagos értéke *Agee* és *Dowell* szerint $1,82 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$, az irányváltozás nagysága pedig 7° km^{-1} . Az észak-atlanti térségben vizsgált eseteknél *Götz* és *Szalay* azt találta, hogy a réteg alja és teteje között a szélesebbesség eltérése $3,6 \text{ m s}^{-1}$, a közepes szélfordulás pedig $8,8^\circ$.

A mezo-skálájú cellás konvekcióval kapcsolatban *Krueger* és *Fritz* (1961) kimutatta, hogy nyitott cellák esetén a tenger felszínének a hőmérséklete 3° -kal magasabb a felette fekvő levegő hőmérsékleténél. Ez a nedves levegő labilizálódásához vezet, és annak mértékét a felhők tetején fellépő kisugárzás tovább fokozza. Az észak-atlanti térségben tanulmányozott esetekben a tenger hőmérséklete 2,7 fokkal múlta felül a levegő hőmérsékletét nyitott cellák, és mindössze 0,8 fokkal zárt cellák esetén. *Agee* és *Dowell* (1974) szerint a tenger és levegő hőmérséklete közötti különbség nyitott cellák esetében átlagosan $2,1^\circ$, zárt cellák fellépésekor pedig a levegő volt $0,4$ fokkal melegebb, mint a tenger. Ezek az értékek megerősítik azt a hipotézist, hogy nyitott cellák esetében a labilizálódás fő forrása az alulról történő melegedés, míg zárt cellák alkalmával a labilizálódás okát a felsőbb rétegek sugárzás-vesztésében kell keresnünk.

Ami a kialakuló hőmérsékleti gradienseket illeti, *Götz* és *Szalay* (1973) vizsgálatai szerint $0,94^\circ/100$ m-es gradiensek figyelhetők meg nyitott cellák és $0,78^\circ/100$ m-es gradiens zárt cellák esetén. *Agee* és *Dowell* (1974) $0,83^\circ/100$ m-es gradienst mutatott ki nyitott cellák és $0,79^\circ/100$ m-es gradienst zárt cellák esetén.

3. Szenzibilis és latens hőfluxus mezo-skálájú cellás konvekció esetén

Az eddigi kutatások alapján bizonyítottnak vehetjük, hogy nyitott cellás konvekció esetén a tenger hőforrásként működik és sejthető, hogy zárt cellás konvekció mellett a tenger enyhe hőnyelő. Kétségtelen ténynek látszik, hogy a cellás konvekció helyein a tenger és légkör között élénk kölcsönhatás és ennek kapcsán jelentős energiaticserélődés van. Az energiaforgalom szenzibilis és latens hőcsere formájában, valamint sugárzásos hőtadással zajlik le.

E kölcsönhatás intenzitására vonatkozóan kevés az adatunk; egyedül *Agee és Dowell* (1974) vizsgálata nyújt némi támpontot, akik 25 nyitott és 13 zárt cellás esetben vizsgálták a hőátadás kérdését. Vizsgálati anyaguk azonban nem az észak-atlanti térségre vonatkozott, így a számunkra érdekes térségről nem rendelkezünk számszerű ismeretekkel.

A továbbiakban 52 esettanulmányon keresztül numerikus adatokat adunk a szenzibilis és latens hőfluxus értékeire az észak-atlanti térségben nyitott mezo-skálájú cellás konvekció esetén. Az 1970-ben megfigyelt adatokat dolgoztuk fel, mivel *Götz és Szalay* (1973) munkája is erre az időszakra vonatkozott. Olyan esetekkel foglalkoztunk, amikor a mesterséges holdak TV-képeivel közel egyidejűleg egyéb megfigyelések, elsősorban aerológiai anyag is rendelkezésünkre állt. Minden egyedi esetben a 11 – 12 GMT órás aerológiai észlelésekre támaszkodtunk és arra törekedtünk, hogy a feldolgozásra kerülő képanyag időpontja ne térjen el ± 2 óránál többel az aerológiai megfigyelések időpontjától. Tekintettel arra, hogy a mezo-skálájú cellás konvekció fennmaradása a 2 órás időtartamot jóval meghaladja, adatainkat jó közelítéssel szinkron megfigyeléseknek tekinthetjük.

I. TÁBLÁZAT – TABLE I.

A tenger hőmérsékletének évi menete (1951–60) az észak-atlanti térségben.
Yearly march of the sea-surface temperature in the North-Atlantic region (1951–60)

Hajó	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Ingás
M	6,6	6,3	6,3	6,4	7,5	8,9	10,9	11,9	11,0	9,3	7,9	7,2	5,6
A	5,2	5,1	5,1	5,4	6,4	8,2	9,9	10,6	9,8	7,7	6,6	5,6	5,5
I	9,2	9,1	9,0	9,1	9,9	11,3	12,7	13,2	12,7	11,4	10,5	9,9	4,2
J	10,8	10,6	10,7	10,9	11,9	13,1	14,7	15,3	14,8	13,5	12,3	11,4	4,7
K	13,0	12,6	12,6	13,0	14,0	16,3	18,2	19,0	18,8	17,2	15,4	13,9	6,4

A feldolgozás során az *A, I, J, K* jelzésű óceáni időjárás hajók megfigyelési anyagát használtuk fel. A hajók földrajzi helyzetét az *I. ábrán* tüntettük fel. Látható, hogy ezek a hajók a $\varphi = 70^\circ - 45^\circ\text{N}$ és $\lambda = 10^\circ\text{E} - 33^\circ\text{W}$ szektorban, azaz az Észak-Atlanti óceán keleti medencéjében helyezkednek el.

Annak a bizonyítására, hogy a fenti térségben a cellás konvekció kialakulásához szükséges homogén felszín biztosított, az *I. táblázatban* bemutatjuk az említett hajókon észlelt tengervíz hőmérsékletek 10 évi átlagait.

A táblázatból kitűnik, hogy a homogén felszín valóban biztosított. Minden egyes hajó esetén a tenger vízének hőmérséklete február – márciusban a legalacsonyabb, a maximális hőmérséklet ideje augusztus. Látható az is, hogy az évi hőmérsékleti ingás nem nagy: mindössze 2,2 fokot tesz ki. Az azonos hónapokon belüli területi ingások sem túlságosan nagyok, de meghaladják az azonos helyen fellépő évi amplitúdót.

A mezo-skálájú cellás konvekcióval kapcsolatos szenzibilis és latens hőáram meghatározására a *Warsh* (1973) által javasolt aerodinamikai módszert használtuk. Ennek a lényege a következő. A latens hőáram a

$$Q_L = \rho L C_Z (q_0 - q_z) (u_z) \quad (1)$$

formulából számítható, ahol ρ a levegő sűrűsége, L a párolgási latens hő, C_z az ellenállási együttható, q_0 a telítési specifikus nedvesség a tenger szintjének hőmérsékletén, q_z a specifikus nedvesség z magasságban, u_z a szélesség a z szinten.

A szenzibilis hőáram a

$$Q_s = c_p C_z (T_0 - T_z) (u_z) \quad (2)$$

formulából számítható, ahol c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, T_0 a tenger felszínének a hőmérséklete, T_z a levegő hőmérséklete a z szinten.

A telítési specifikus nedvesség számítására a

$$q_0 = 0,622 e_0 / (p - 0,379 e_0) \quad (3)$$

formula használható fel, ahol p a légnyomás a tenger szintjén, e_0 pedig a tenger szintjére vonatkozó telítési gőznyomás. Az e_0 meghatározásánál a tengervíz sótartalmától eltekintettünk.

A C_z ellenállási együttható számítására a *Dacon és Webb* (1962) által javasolt

$$C_z = (1,0 + 0,07 u_z) 10^{-3} \quad (4)$$

formulát használtuk fel, ahol a szélesség m/s egységekben értendő. Mivel az általunk vizsgált esetekben a szélesség átlagos értéke 11,4 m/s volt, C_z átlagára $1,798 \cdot 10^{-3}$ értéket kaptunk.

A továbbiakban — az általános tájékozódás érdekében — a vizsgálatunkhoz felhasznált anyagból meghatároztuk a Q_s és Q_L átlagos értékét, valamint annak szórását (*II. táblázat*).

II. TÁBLÁZAT — TABLE II.

A szenzibilis és latens hőfluxus átlagos értékei cal cm⁻² óra egységekben.
Mean values of the sensible and latent heat fluxes in cal cm⁻² hour units.

Q_s	Q_L	$Q_s + Q_L$	Q_L/Q_s
7,35	18,82	26,19	2,56
4,45	8,35	—	—

A táblázatból kitűnik, hogy a latens és a szenzibilis hőfluxus révén a tenger felett fekvő levegő minden cm²-nyi területről óránként átlagosan 26,19 cal hőmennyiséget vesz fel.

Tapasztalat szerint cellás elrendeződés az izobárok ciklonális és anticiklonális görbülete esetén egyaránt előfordul. Jogos tehát felvetni azt a kérdést, hogy mutatkozik-e markáns különbség a hőátadás mértékében az izobárok ciklonális, illetve anticiklonális görbülete esetén. Az erre vonatkozó számítások eredményét a *III. táblázat* tartalmazza.

III. TÁBLÁZAT — TABLE III.

A Q_s és Q_L átlagos értékei cal cm⁻² óra egységekben az izobárok ciklonális (A) és anticiklonális (M) görbülete esetén

Mean values of Q_s and Q_L in cal cm⁻² hour units in the cases of cyclonic (A) and anticyclonic (M) isobar-curvatures, respectively

	Q_s	Q_L	$Q_s + Q_L$	Q_L/Q_s
A	8,83	16,63	25,46	1,88
M	6,24	16,74	22,98	2,68

Látható, hogy a latens hőfluxus értéke közel azonos a kétféle izobárgörbület esetén, a szenzibilis hőfluxus pedig eltérő értékű: ciklonális izobárgörbület alkalmával intenzívebb. Ez természetszerűleg azt eredményezi, hogy anti-ciklonális izobárgörbület esetén a hőtadási folyamatban a latens hőfluxus részvétele még nagyobb arányú lesz.

Láttuk, hogy a tenger vizének hőmérséklete szeptembertől kezdve süllyed, mélypontját márciusban éri el, márciustól augusztusig viszont emelkedik. Vizsgálati anyagunkat szétválasztottuk a tengervíz-hőmérséklet süllyedő és emelkedő szakaszába eső esetekre, és ismételten meghatároztuk a Q_s és Q_L átlagait. A kapott értékeket a *IV. táblázat* tartalmazza.

IV. TÁBLÁZAT – TABLE IV.

Q_s és Q_L átlagos értékei cal cm⁻² óra egységekben a tengervíz hőmérséklet évi menetének emelkedő (E) és süllyedő (S) szakaszában.

Mean values of Q_s and Q_L in cal cm⁻² hour units in the rising (E) and descending (S) branches of the yearly march of the sea-surface temperature, respectively

	Q_s	Q_L	$Q_s + Q_L$	Q_L/Q_s
E	5,27	19,07	24,34	3,62
S	8,55	19,08	27,63	2,23

Lényeges különbséget ismételten a szenzibilis hőfluxus esetén mutathatunk ki. Ez az eredmény fizikai szempontból teljes összhangban van az (1) formulával: a tenger hőmérsékletének emelkedő szakaszában a levegő és tengervíz hőmérsékletkülönbsége csökken. A szenzibilis hő csökkent értékének a következménye, hogy nyári periódusban a hőforgalom 3,62-szeresét szolgáltatja a latens hőfluxus.

A továbbiakban azt vizsgáltuk, hogy a szenzibilis és latens hőfluxus területi eloszlásában van-e valamilyen zonális eloszlás. Amint az *I. ábráról* látható, a terület legészakibb részén az A jelzésű hajó, a legdélibb részén pedig a K jelzésű hajó tartózkodik. A vizsgálati anyagunkat a hajók szerint csoportosítottuk és az így kiszámított értékeket az *V. táblázatban* tüntettük fel.

V. TÁBLÁZAT – TABLE V.

Q_s és Q_L átlagos értékei cal cm⁻² óra egységekben a megfigyelő hajók szerinti bontásban.

Mean values of Q_s and Q_L in cal cm⁻² hour units at the different ocean weather ships

Hajók jele	Q_s	Q_L	$Q_s + Q_L$	Q_L/Q_s
A	4,60	14,19	18,79	3,08
I	7,80	19,42	27,22	2,49
J	7,45	21,19	28,64	2,81
K	6,87	15,13	22,17	2,23

Mindkét hőfluxus minimuma az A időjárás hajó térségében van, ahol gyakran áramlik grönlandi eredetű hideg levegő a viszonylag hűvös tenger fölé s így csak gyenge hőáram indul meg. A levegő hőbevétele az I és J hajók

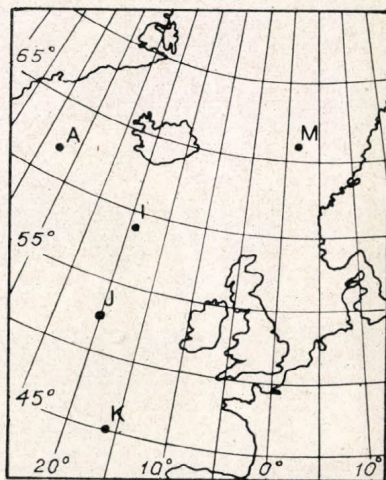
körzetében fokozódik. A szenzibilis hőfluxus maximuma az *I*, a latens hőáram legmagasabb értéke pedig a *J* időjárás hajó vidékén van, tehát az óceán Izland és Írország déli pereme között fekvő területe az, ahol mezo-skálájú cellás konvekció esetén a tenger levegő és kölcsönhatása a legintenzívebb. A *K* időjárás hajó tartózkodási helyén a levegő és a tenger-víz hőmérséklete közötti különbség csökken és ezzel együtt természetesen csökken a hőfluxus mértéke is.

A számszerű vizsgálatok alapján megállapíthatjuk:

1. Mezo-skálájú konvektív cellák esetén a tenger és a felette elhelyezkedő légkör intenzív kölcsönhatásban van. A légkör hőt vesz fel latens és szenzibilis formában, s a hófelvétel során a latens hőáram az uralkodó.

2. Az izobárok ciklonális vagy anticiklonális görbülete esetén a két hőbevétel közül csak a szenzibilis hőfluxus értékében mutatható ki határozott különbség. A tenger hőmérsékletének emelkedő és süllyedő szakasza között ugyancsak a szenzibilis hőfluxus értékében mutatkozik jelentős eltérés.

3. Mind a latens, mind a szenzibilis hőáramban kimutatható övezetes elrendeződési tendencia, mégpedig olyan értelemben, hogy a legintenzívebb a hőátadási mechanizmus az 50–60°N földrajzi szélesség területén.



1. ábra: A megfigyelő hajók pozíciói

IRODALOM

- Agee, E. M. — K. E. Dowell (1974): Observational Studies of Mesoscale Cellular Convection. *Journ. of Appl. Met.* 13. 46–53.
- Anderson, R. K. — E. W. Ferguson — V. J. Oliver (1966): The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting. *WMO Tech. Not. N° 75* Geneva.
- Bénard, H. (1901): Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide transportant de la chaleur par convection en régime permanent. *Ann. Chimie et Physique* 23. 62–144.
- Bruent, D. (1951): Experimental cloud formation. *Compendium of Meteorology*. 1255–1262.
- Bugaev, V. A. (1973): Dynamic climatology in the light of satellite information. *Bull. Am. Met. Soc.* 54. 393–418.
- Chandra, K. (1938): Instability of fluids heated from below *Proc. Roy. Soc. (A)* 164 231–242.
- Deacon, E. L. — E. K. Webb (1962): Interchange of properties between the sea and air. *In The Sea*. Interscience, New York 1962.
- Götz, G. — Szalay, G. (1973): Cellás konvekció a légkörben és néhány sajátossága az észak-atlanti térségben. *Időjárás* 77. 12–22.
- Hubert, L. E. (1966): Mesoscale cellular convection. *Met. Sat. Lab. Rep.* 37. 68.
- Krueger, A. F. — S. Fritz (1961): Cellular cloud patterns revealed by TIROS I. *Tellus* 13. 1–7.
- Kuettner, J. P. (1971): Cloud bands in the earth's atmosphere. *Tellus* 23. 404–425.
- Rayleigh, Lord (1916): On convection currents in a horizontal layer of fluid, when the higher temperature is on the under side. *Phyl. Mag.* 32. 539–546.
- Rogers, Ch. W. C. (1965): A technique for estimating low-level wind velocity from satellite photographs of cellular convection. *Journ. of Appl. Met.* 5. 387–393.
- Warsh, K. L. (1973): Relation of Sea-Air Interference Energy Fluxes to Convective Activity in the Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophys. Research* 78. 504–510.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 82. évf. 6. szám, 1978. nov—dec.
Journal of the Hungarian Meteorological Service Vol. 82. No 6. Nov—Dec 1978. Budapest

Összefüggés a légkör elektromos állapota és az aeroszol részecskék tulajdonságai között

ANDRÉ RENOUX, JEAN YVES PAUGAM *Aeroszol-fizikai és Légköri Radioaktivitási Laboratórium, Brest (Franciaország)* és MÉSZÁROS ERNŐ *Központi Légkörfizikai Intézet, Budapest.*

Relation between the Electrical Parameters and Aerosol Characteristics of the Atmosphere.
The relation between the aerosol characteristics and the electrical conductivity of the air is briefly described. The consequences of this relation on the atmospheric electrical field are mentioned. The correlation between aerosol and electrical parameters is illustrated by recent field measurements. The possibility of the monitoring of the number concentration of aerosol particles by electrical conductivity observations is stressed and the long term variation of the aerosol concentration is presented on the basis of electrical measurements. Finally the environmental importance of the relation between electrical phenomena and particulate pollution is discussed.

*

Связь электрического состояния атмосферы с свойствами аэрозольных частиц. Авторы коротко излагают зависимость между свойствами аэрозольных частиц и электрической проводимостью воздуха, причем подчеркивается ее значение с точки зрения образования электрического поля в атмосфере. Связь электрических параметров с аэрозольными иллюстрируется с использованием полевых наблюдений. Выявляется возможность определения концентрации аэрозолей по данным измерения проводимости, и указываются крупномасштабные изменения, наблюдавшиеся в количестве аэрозолей в настоящем веку. В заключение связь параметров аэрозолей с электрическими явлениями оценивается с точки зрения охраны окружающей среды.

*

Ma már általánosan elfogadott az az elképzelés, amely szerint az ionoszféra, illetve a földfelszín (kontinensek és óceánok felszíne) egy hatalmas kondenzátor két fegyverzete. A pozitív töltésű fegyverzetet az ionoszféra, míg a negatív töltésűt a felszín alkotja. *Wilson* (1920) klasszikus elmélete szerint a két fegyverzet közötti kb. 350–400 kV nagyságú potenciálkülönbséget a zivatartevékenység alakítja ki.

A két „elektród” között a tropo- és sztratoszféra helyezkedik el. A légkörnek ez a két tartománya nem tökéletes szigetelő a levegőben jelen levő elektromos töltések miatt. Zavartalan, ún. „szépítő” viszonyok között az elektromos töltéssel rendelkező részecskék — az ionok — a szilárd felszín fölött a radioaktív radon és toron gáz, míg nagyobb magasságokban és óceáni környezetben a kozmikus sugárzás hatására keletkeznek.

A levegőben levő pozitív és negatív töltéshordozók mozgást végeznek a kondenzátor által létrehozott elektromos térben. A levegő vezetőképessége (λ , dimenzió: $\Omega^{-1} m^{-1}$) a különböző előjelű töltések n koncentrációjától, valamint k mozgékonyaságától (az ionok elmozdulási sebessége egységnyi térerő esetén) függ:

$$\lambda = n \cdot e \cdot k, \quad (1)$$

ahol e az elemi töltést jelöli. Az ionok a levegőben oly módon keletkeznek (részletesebben *Bencze Pál* kéziratában 1978), hogy a különböző levegőmolekulák (atomok) elektronburkából energiaelnyelés hatására elektron szakad le, amelyek a troposzférában viszonylag gyorsan semleges molekulákra rakódnak. Ezeket a töltött molekulákat kis ionoknak nevezzük.

A különböző előjelű kis ionok egymással (rekombináció), illetve a levegőben jelenlevő aeroszolrészecskékkel (koaguláció) egyesülnek. Ez utóbbi folyamat miatt mozgékonyaságuk jelentősen lecsökken, mivel eredeti nagyságuknál jóval nagyobb hordozókra kerülnek (közepes és nagy ionok). Ily módon az aeroszolrészecskék a levegő vezetőképességének és ezen keresztül egyéb elektromos paramétereinek szabályozásában fontos szerepet játszanak. Másrészt a közepes és nagy ionok mozgékonyaságának, illetve a levegő vezetőképességének mérése lehetővé teszi az aeroszol részecskék koncentrációjának és nagyság szerinti eloszlásának közvetett meghatározását.

Jelen tanulmányban az a célunk, hogy röviden áttekintsük, néhány újabb mérési eredmény alapján, a légkör elektromos állapota és az aeroszolrészecskék tulajdonságai közötti kölcsönhatásokat. Az áttekintés keretében egyebek között ismertetjük azokat a levegő elektromosságára vonatkozó mérési eredményeket, amelyek alapján fontos környezetvédelmi következtetéseket tehetünk.

1. Az aeroszolrészecskék hatása az elektromos vezetőképességre és a térerőre

Az (1)-es formulából következik, hogy a vezetőképesség, az ionok számát (és minőségét) nem tekintve, az ionok mozgékonyaságától függ, amelynek definíciója a következő:

$$k = v/E, \quad (2)$$

ahol v az ionok sebessége, míg E az elektromos tér erőssége (k dimenziója: $m^2v^{-1}s^{-1}$). Mivel a v sebesség fordítva arányos a töltést hordozó részecske nagyságával, nyilvánvaló, hogy a kis ionok mozgékonyasága jóval nagyobb, mint a közepes és nagy ionoké. Másrészt, ha a levegő λ elektromos vezetőképessége csökken, akkor, egyéb tényezők állandósága mellett, az elektromos tér erőssége növekszik, mivel

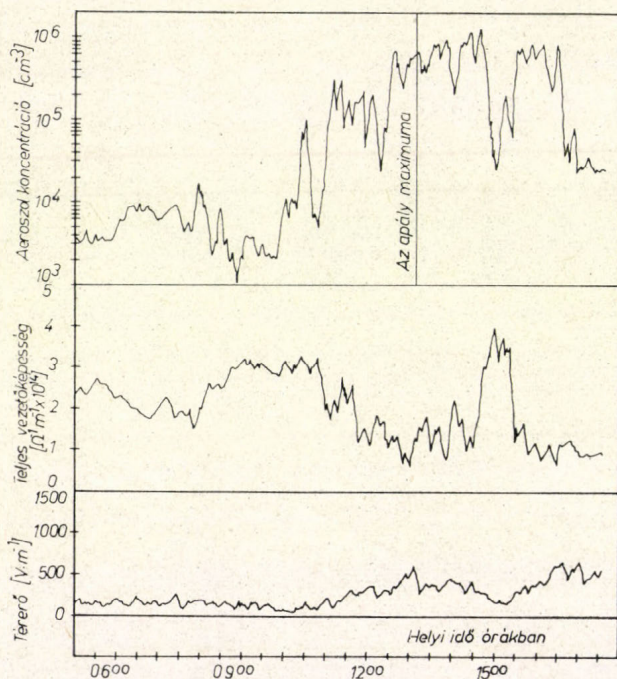
$$E = i/\lambda, \quad (3)$$

ahol i a vezetési áramsűrűség (dim.: $A \cdot m^{-2}$).

Mindebből az következik, hogy nagyobb aeroszol koncentrációjú, szennyezettebb levegőben kisebb az elektromos vezetőképesség, illetve nagyobb a térerő. Ezt a megállapítást ma már klasszikusnak tekinthető mérések igazolják (lásd: *Israël*, 1957 és 1961; *Chalmers*, 1967). Ezek a mérések kimutatták, hogy szárazföldi környezetben a potenciálesés nyáron minimális, illetve, hogy tisztább helyek felé haladva a levegő elektromos vezetőképessége növekszik. Másrészt a potenciálgradiens szennyezettebb helyeken megfigyelt napi menetének sajátosságai (pl. minimum a délutáni órákban) szintén jól értelmezhetők az aeroszol részecskék karakterisztikáinak napi változásaiival (minimális koncentráció délután a légköri kicserélődés miatt).

Az említett adatok az aeroszolrészecskék és a levegő elektromos állapota

közötti kapcsolatot csak statisztikusan bizonyítják. Viszonylag kevesebb olyan mérés van, amely ezt az összefüggést egyedi esetekben támasztja alá. Ezek közé tartoznak a szerzők egyikének kutatásai, aki az elektromos térerő folyamatos mérésére influencia elven működő elektronikus voltmérőt (*field mill*), míg a vezetőképesség mérésére polarizált cilindrikus kondenzátort készített (Paugam, 1973). Az aeroszolrészecskék számát automatikus kondenzációs magszámológóval regisztrálta. Paugam (1978) méréseit a Bretagne-i (Franciaország) tengerparton végezte, ahol apály esetén az algák által kibo-



1. ábra: Összefüggés az aeroszol részecskék száma, az elektromos vezetőképesség és az elektromos térerő között Guissény-ben (Bretagne, Franciaország), 1975. augusztus 11-én (Paugam, 1978)

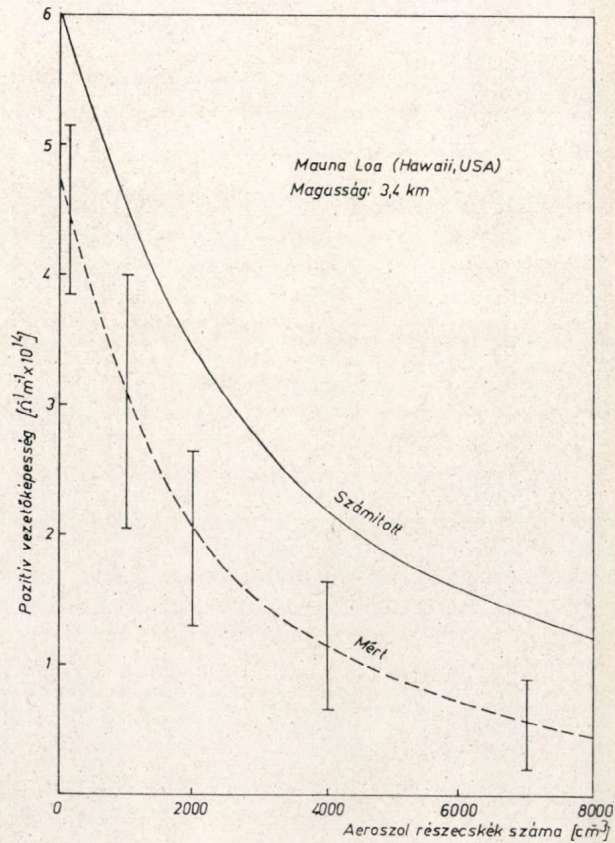
csátott gázokból (pl. dimetil-szulfid) besugárzásos időjárási helyzetekben foto-kémiai reakciókkal számos kicsiny szulfát részecske keletkezik.

Az 1. ábra az 1975. aug. 11-én kapott eredményeket mutatja be. Az említett napon a mérés helyén 1–2 m/s sebességű NW szél fújt, amely a tenger felől a mérőállomás felé szállította a levegőt. 11^h30'-ig az eget altostratus borította, majd a felhő feloszlott. Mint az ábráról látható, a magvak száma és a vezetőképesség között igen jó az összefüggés: minél nagyobb a részecskék száma, annál kisebb a levegő elektromos vezetőképessége. Ezzel szemben a térerő és az aeroszolrészecskék koncentrációja közötti kapcsolat jóval elmosódottabb, amely egyéb tényezők szerepére utal.

Az aeroszolrészecskék koncentrációja és az elektromos vezetőképesség közötti összefüggést a levegőben végrehajtott megfigyelések segítségével Hawaiiiban is részletesen tanulmányozták. A 2. ábra a 3,4 km-es tengerszint feletti magasságban (Mauna Loa) kapott eredményeket reprezentálja (Cobb, 1974) egyéves mérési sorozat alapján. A görbén látható függőleges vonalak a megfelelő koncentrációértékekhez tartozó vezetőképesség adatok változé-

konyságát ábrázolják. Az ábrán a számított elméleti összefüggést is feltüntettük. A számított és a mért görbe összevetése arra utal, hogy bár az abszolútértékek eltérnek egymástól, az összefüggés jellege elméletileg is jól megmagyarázható.

2. Az aeroszolrészecskék koncentrációjának meghatározása a levegő elektromos vezetőképességének mérése útján

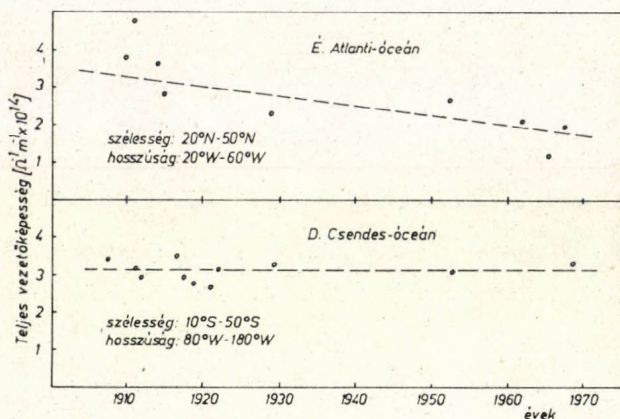


2. ábra: Az aeroszol részecskék száma és a levegő elektromos vezetőképessége közötti számított és mért összefüggés Cobb (1974) szerint. A méréseket a Mauna Loa-i Observatóriumban (Hawaii, USA) egy éven át végezték

Az előző részben bemutatott eredményekből következik, hogy a levegő elektromos vezetőképességének mérése lehetővé teszi az aeroszolrészecskék koncentrációjának meghatározását. Ez a lehetőség különösen azért jelentős, mivel tiszta óceáni környezetben a század eleje és 1930 között rendszeresen végeztek vezetőképességméréseket (szigetelt elektródát tartalmazó cilindrikus kondenzátor segítségével) az amerikai „Carnegie” kutatóhajó fedélzetén. A megfigyeléseket az ötvenes és hatvanas években azonos módszerrel megismételték, így lehetővé vált az aeroszolrészecskék koncentráció trendjének közvetett meghatározása (közvetlen mérésekkel sajnos nem rendelkezünk).

Az Atlanti-óceán északi, illetve a Csendes-óceán déli félgömbön levő területei fölött kapott eredményeket a 3. ábra mutatja be (Cobb és Wells, 1970).

Mint látható, a déli félgömbön a vezetőképesség a mérések szerint lényegében nem változott, míg az Észak-Atlanti-óceán fölött közel felére csökkent. A 2. ábra alapján azt mondhatjuk, hogy ekkora vezetőképesség-csökkenés kb. kétszeres aeroszol koncentráció növekedésnek felel meg (hangsúlyoznunk kell, hogy az így kapott abszolút koncentrációértékek nem kielégítően megbízhatóak). Másrészt az ábra alapján az is következik, hogy századunk elején a két félgömb háttérlevegőjében a vezetőképesség (aeroszolkoncentráció) kb. azonos volt.



3. ábra. A levegő elektromos vezetőképességének időbeli trendje az Atlanti-, illetve Csendes-óceán fölött Cobb és Wells (1970) alapján

Mindebből az a fontos környezetvédelmi következtetés vonható le, hogy századunk folyamán, valószínűleg az emberi tevékenység következtében, az aeroszolrészecskék koncentrációja az északi félgömbön jelentősen megnövekedett. Az utóbbi tíz évben hajók fedélzetén végzett közvetlen aeroszolveresések szerint az Atlanti-óceán északi területein kb. 600 cm^{-3} (Junge és Jaenicke, 1971), az Atlanti-óceán déli részein 400 cm^{-3} (Mészáros és Vissy, 1974), míg a Csendes-óceánon 200 cm^{-3} (Ohta és Ito, 1974) az átlagos koncentráció. Ezek a direkt megfigyelési adatok is támogatni látszanak azt a feltételezést, amely szerint az Atlanti-óceán fölött az aeroszolrészecskék egy hányada antropogén. Tekintve, hogy a troposferikus háttéraeroszol elsősorban szulfátokból áll (Mészáros és Vissy, 1974), ez a hányad feltehetően kén-dioxidból származik.

3. Következtetés

Köztudomású, hogy az antropogén szennyeződés szintje a légkörben állandóan növekszik. Így várható, hogy a légköri elektromos paraméterek (elsősorban a vezetőképesség) és az aeroszolrészecskék közötti összefüggés miatt a jövőben az emberi tevékenység feltehetően az alacsony légkör elektromos állapotát is módosítani fogja. Ennek jelentőségét pillanatnyilag sajnos nem tudjuk teljes mértékben felbecsülni. Ezen a területen ezért intenzív kutatások végzése szükséges.

IRODALOM

- Chalmers, J. A., 1967: *Atmospheric Electricity* (2nd Editor), Pergamon Press, Oxford.
- Cobb, W. E., 1974: Atmospheric electrical conductivity and the detection of global aerosol pollution. *WMO Spec. Environmental Rep. N° 3: Observation and measurement of atmospheric pollution*. WMO, Geneva; 307—315.
- Cobb, W. E. and Wells, H. J., 1970: The electrical conductivity of oceanic air and its correlation to global atmospheric pollution. *J. Atmosph. Sci.*, 27, 814—819.
- Israël, H., 1957: *Atmosphärische Elektrizität*. Teil I. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Israël, H., 1961: *Atmosphärische Elektrizität*. Teil II. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Junge, C. E. and Jaenicke, R., 1971: New results in background aerosols studies from the Atlantic expedition of the R. V. Meteor, spring 1969. *J. Aerosol Science* 2, 305—314.
- Mészáros, Á. and Vissy, K., 1974: Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote oceanic areas. *J. Aerosol Science* 5, 101—110.
- Ohta, S. and Ito, T., 1974: Method of measurements of very low concentrations of submicron aerosols. *WMO Spec. Environmental Rep. N° 3: Observation and measurement of atmospheric pollution*. WMO, Geneva, 387—393.
- Paugam, J. Y., 1973: *Réalisation d'une station semi-automatique de mesure des paramètres électriques de l'atmosphère, et de la teneur de l'air en noyaux Aitken*. Thèse 3- cycle. Rennes-Brest
- Paugam, J. Y., 1978: *Etudes des principaux paramètres électriques de l'air sur un site côtier, en atmosphère peu polluée*. Thèse Docteur ès Sciences, Brest.
- Wilson, C.T.R., 1920: Investigation on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms. *Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. A* 221, 73—115.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 82. évf. 6. szám, 1978. nov.—dec.
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 82 No. 6 Nov—Dec 1978 Budapest

A Föld évi csapadékának periodikus változásai

GROSS GABRIELLA, JATE Éghajlattani Tanszék, VAS ZOLTÁN, JATE Kibernetikai
Laboratórium, Szeged

Periodic Variations of the Annual Precipitation Amount of the Earth. The goal of this paper consists in the elucidation, based on precipitation observations extending to several decades, whether there exists, for the various areas of the Earth, any rhythmic variation, that is, any periodicity, and if it exists, which is its global distribution. Thus, we analyzed the series of the annual precipitation sums of 116 stations for the period 1891—1970 by using the method of harmonic analysis. We determined the most characteristic types of periods (*Fig. 1*) and allocated the various stations to the corresponding types. In this way, the surface of the Earth has been classified according to the prevailing types (*Fig. 2*). The frequency distribution of high amplitude values according to the periods T is presented in *Table I*. The possibilities of a further analysis of the various types of periods are presented on *Fig. 3*, and *Fig. 4*.

*

Периодические изменения количества осадков по земному шару. Целью настоящей работы является выявление по анализу рядов данных об осадках за несколько десятилетий, возможного наличия некоторых ритмичных колебаний, периодичности в годовом количестве осадков, выпадающих в различных районах Земли и, при положительном ответе на этот вопрос, определение распределения этих колебаний по земному шару. Для этой цели, методом гармонического анализа были проанализированы ряды данных о годовом количестве осадков на 116 станциях за период 1891—1970 гг. Были определены наиболее характерные типы периодов (*рис. 1*) и станции наблюдений были классифицированы по этим типам. Тем самым поверхность Земли была подразделена в соответствии с доминирующими типами (*рис. 2*). Распределение повторяемости высоких амплитуд по периодам T приведено в таблице 1. Возможность дополнительного анализа отдельных типов периодов иллюстрируется на примере более подробного анализа диапазона периодов 12—15 лет (*рис. 3, 4*).

*

A földtudományok vizsgálati köréhez tartozó különböző jelenségekben számos periodikus folyamat tapasztalható. A kutatók figyelmét már rég felkeltették azok a periodikus változások, amelyek a légkörben, a hidroszférában és a szilárd kéregben egyaránt kimutathatók. A periódusok egy része nagyon markáns és tudjuk, mi okozza, más részük azonban rejtett, fizikai okuk alig, vagy egyáltalán nem ismert. A geofizikai jelenségek nagy része ugyanis bonyolult, sokoldalú kölcsönhatás eredménye, létrejöttüket számos véletlenszerűen ható tényező befolyásolja. Így a legtöbb észlelési sort sztochasztikus jellegűnek tekinthetjük. Az ilyen sorokban levő periódusok kimutatása matematikai módszereket igényel.

Vizsgálatunk célja az, hogy több évtizedes csapadéksorok elemzésével megállapítsuk, van-e a Föld különböző területein az évi csapadékösszegekben

valamilyen ritmikus ingadozás, periodicitás, s ha igen, milyen ezeknek a földgömbi eloszlása.

Az elemzés alapjául szolgáló adatsorokat igyekeztünk úgy kiválasztani, hogy azok a lehető leghosszabbak legyenek, de ugyanakkor az észlelőállomások lehetőleg egyenletes eloszlásban reprezentálják a Föld egész felszínének csapadékviszonyait, s hogy az adatsorok hiánymentesek legyenek. Szempontjaink alapján 116 állomás 1891–1970 közötti évi csapadékösszegeit gyűjtöttük össze és dolgoztuk fel. Meg kell jegyeznünk, hogy a kiválasztás szempontjai nem érvényesülhettek maradéktalanul. A legnehezebb volt a reprezentatív eloszlás követelményének eleget tenni, tekintettel arra, hogy a Föld jelentős területein későn kezdődtek az észlelések, s ezért rövidek az adatsorok, vagy pedig ma sincs észlelőállomás (pl. a kontinensek északi vidékei, Óceánia területei). Az állomáshálózat megszerkesztésekor kivételnek tekintettük Európát, mert ez a kontinens szűkebb környezetünket jelenti, s itt az állomássűrűség jóval nagyobb, mint más kontinenseken. Nem tudunk mindenütt eleget tenni a hiánymentesség követelményének sem. Több állomásnál az adatsor első vagy utolsó egy-két értéke hiányzott, de a feldolgozott sorok 75%-a hiánytalan.

Az állomáshálózat ugyanaz, mint előző cikkünkben (Időjárás, 1978. 82. évf. 3. szám, 131. old.).

Az észlelési sorokban levő periodicitás kimutatására alkalmazható módszer – többek között – a *harmonikus analízis* módszere. A harmonikus analízis lényege, hogy egy adott $f(x)$ periodikus függvényt egy vele pontosan vagy közelítőleg egyenlő

$$y(x) = \bar{y} + \sum_i A_i \sin\left(\frac{2\pi}{T_i}x + \varphi_i\right)$$

trigonometrikus összeggel helyettesíthetjük, ahol

$$A_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2}$$

$$\varphi_i = \arctg \frac{a_i}{b_i}$$

(ahol A a T periódushoz tartozó amplitúdó, φ a T periódushoz tartozó fáziszög, \bar{y} a sor átlaga, x az idő). Ez az $y(x)$ összeg akkor közelíti meg legjobban az $f(x)$ függvényt, ha a_i -k és b_i -k helyébe az $f(x)$ függvény Fourier-féle együtthatóit helyettesítjük, melyeket a *Bessel*-féle képletekkel határoztunk meg.

A közelítőösszeg egy-egy tagjának paramétereit kiszámítva megkapjuk egy-egy periódus karakterisztikáit, azaz a periódusra jellemző amplitúdó nagyságát, valamint a periódus fáziszögét, mely a hullámnak a kiindulási évhöz viszonyított helyzetét határozza meg.

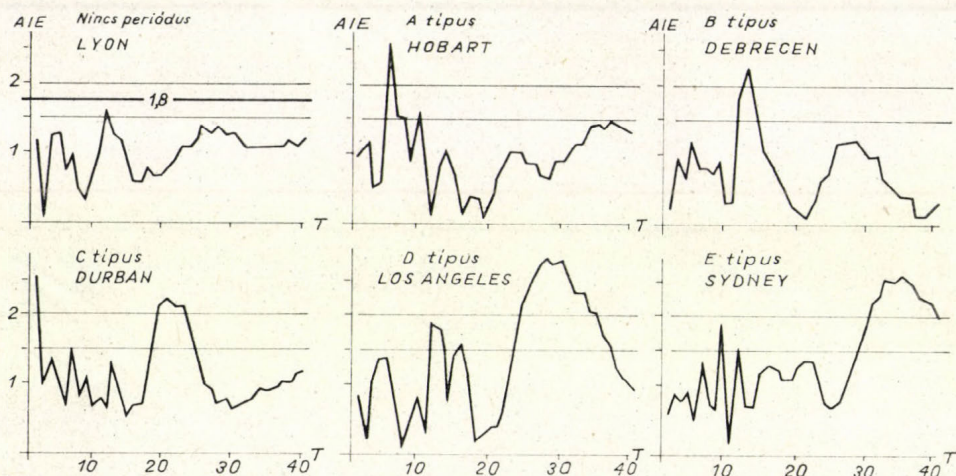
Adott hosszúságú idősor esetén a periódushosszat növelve az idősoron végigfutó hullámok száma csökken, s egy bizonyos határon túl csökken a periodikus ingás paramétereinek statisztikai megbízhatósága is. Emiatt a 80 éves idősorok esetében a 2–40 éves periodusok jellemzőit határoztuk meg, a 35 évnél hosszabb ingások értékeit már csak fenntartással fogadva.

Hogy az esetleges hosszú idejű szisztematikus csapadéknövekedés vagy csökkenés hatását kiküszöböljük, nem az eredeti sor ingásainak amplitúdó- és fáziszögértékeit határoztuk meg, hanem az ún. „trendlevont sor” periódusainak karakterisztikáit. Legyen az eredeti észlelési sor jele $f(x)$ a trendegyesen pontjaié $t(x)$, ekkor a trendlevont sor értékei $tv(x) = f(x) - t(x)$.

A továbbiakban megvizsgáltuk, hogy hogyan értékeljük a kapott periódus

dusokat, mivel a számítások során olyan hullámok is megjelenhetnek, amelyek az adatok véletlenszerű elrendeződéséből erednek. Az ilyen ingások kizárására szűrőnek alkalmazható az A/E viszonyszám, vagyis az A amplitúdó és az E expektancia (az amplitúdók várható értéke) aránya. Az expektancia az

$$E = \sigma \sqrt{\frac{\pi}{N}}$$



1. ábra: A periódus nélküli periodogram és az A, B, C, D, E típusra jellemző periodogramok
 Fig. 1: Periodogram for the case "no period", and the periodograms that are characteristic for the types A, B, C, D, E

kifejezéssel adható meg, ahol σ az adatok szórása, N a teljes adatsor tagjainak száma.

Ha a kapott amplitúdóértéket az expektancia arányában fejezzük ki, az A/E hányados a következő módon mutatja annak P valószínűségét, hogy a periódus az adatok véletlenszerű elrendezéséből ered:

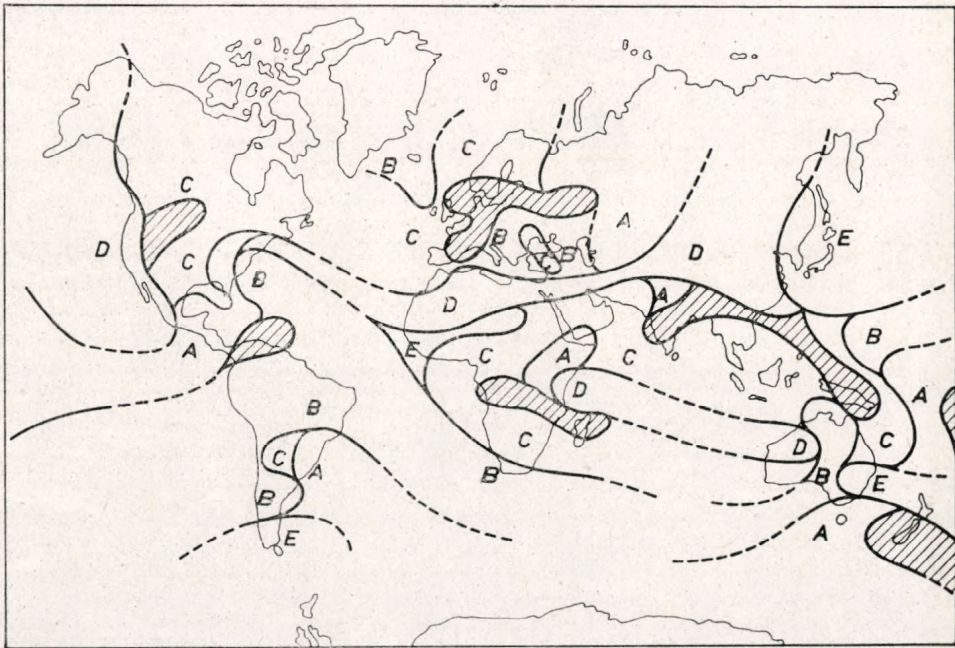
A/E	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
P	0,8217	0,4559	0,1708	0,0432	0,0074	0,0009

Ha elég nagy A/E értéket kapunk, kicsi a valószínűsége annak, hogy véletlenszerű a periódus, azaz matematikailag reálisnak vehető. Általában az $A/E > 2$ érték már elfogadható (5%-os valószínűségi szint).

A számítások a JATE Kibernetikai Laboratóriumának R-40-es számítógépén történtek.

A harmonikus analízis során nyert értékekből megszerkesztettük a $p(t) = A/E$ periodogramokat, azaz a periódushossz függvényében ábráztuk az A/E hányados értékét (1. ábra). A periodogramokról közvetlenül leolvasható, hogy adott időszorra mely periódus a jellemző, azaz melyikhez tartozik a legnagyobb amplitúdó érték.

A legjellemzőbb periódus megállapítása után típusokba csoportosítottuk a meghatározó periódusokat, illetve ezen periódusokkal jellemzett állomásokat. A legnagyobb amplitúdójú periódusok gyakoriságát figyelve arra a következtetésre jutottunk, hogy nem egy-egy kitüntetett és szigorúan meghatározott periódus gyakorisága a legnagyobb, hanem a periódusértékek *egy-egy intervallumán belül* fordulnak elő leggyakrabban a nagy A/E értékkel jellem-



2. ábra: A periódustípusok területi eloszlása (a vonalkázott területen nincs periódus)
 Fig. 2: Areal distribution of the types of periods (on the shadowed area, there are no period)

zett ingások. Ezek alapján csoportokat jelöltünk ki a leggyakrabban előforduló periódusokból. Ilyen módon hatféle periódus-intervallumot állapítottunk meg:

- A típus:* ahol az 5–9 év közötti periódus jellemző (18 állomás).
- B típus:* ahol a 12–15 év közötti periódus jellemző (21 állomás).
- C típus:* ahol a 19–23 év közötti periódus jellemző (28 állomás).
- D típus:* ahol a 27–31 év közötti periódus jellemző (15 állomás).
- E típus:* ahol a 35 éves és annál hosszabb periódusok a jellemzők (9 állomás)
- F típus:* ahol nincs periódus, azaz az A/E hányados maximális értéke sem haladja meg az 1,8 küszöbértéket (25 állomás).

(Az 1. ábrán mindegyik típusra bemutatunk egy-egy jellemző periodogramot.)

Az állomások típusokba sorolása után térképre vittük a periódusoknak megfelelő jelöléseket. Eredményképpen a Föld felszínét felosztottuk az egyes típusoknak megfelelően, néhol a megállapítható területi rendszer alapján feltételezve egyik vagy másik típus jelenlétét (2. ábra).

Megállapítható, hogy a Föld jelentős területein a csapadék hosszabb időszakra vonatkozó eloszlása egyenletes járású, a csapadék mennyiségében nincs ritmizáció. Jellemző az Európa nyugati – és kisebb mértékben – északi, északkeleti területeire, Észak-Amerika középső, Dél-Amerika északi vidékeire. Egyenletes csapadékjárást régiók találhatók továbbá Indiában, Hátsó-Indiában Új-Guineáig kiterjedően, valamint Afrika déli szélesség 10–20 fok közötti sávjában, és kisebb területen Óceániában.

Földünk nagyobb részére azonban az jellemző, hogy a csapadék-idősorokban statisztikailag reális, periodikus változások mutatkoznak (a vizsgált 116 állomás közül 91-en az összes eset 78,4%-ában elemezhető ki reális periódusok). Csapadékingadozással jellemzett, jól összefüggő területek állapíthatók meg a rendszeren belül Észak-Amerikában, ahol szinte az egész kontinensen a 19–23 éves, a nyugati partokon pedig a 27–31 éves periódusok az uralkodók. Dél-Amerika túlnyomó többségében a 12–15 éves ingás a jellemző, hasonlóan Afrika legdélibb területeihez. Afrika más vidékein a 19–23 éves periódus gyakori, de nem alakult ki egységes, összefüggő terület, ugyanis egy-egy 5–9 és 27–31 év közötti periódussal jellemzett állomás megbontja az egységet. A kontinens északi régióban a 27–31 éves ingás a legerősebb, s ez állapítható meg Ázsia déli, délkeleti részére vonatkozóan is. Ázsia keleti vidékein viszont a 35 éves és annál hosszabb periódus az uralkodó, de ezeket a periódusokat az adatsor viszonylagos rövidege miatt fenntartással kell fogadnunk. A földfelszín egyéb tájain csak kisebb területek jelölhetők ki a periódustípusokra nézve, amelyek néhol – főleg Ausztráliában s a vele szomszédos óceániai szigeteken – meglehetősen tarka képet rajzolnak ki.

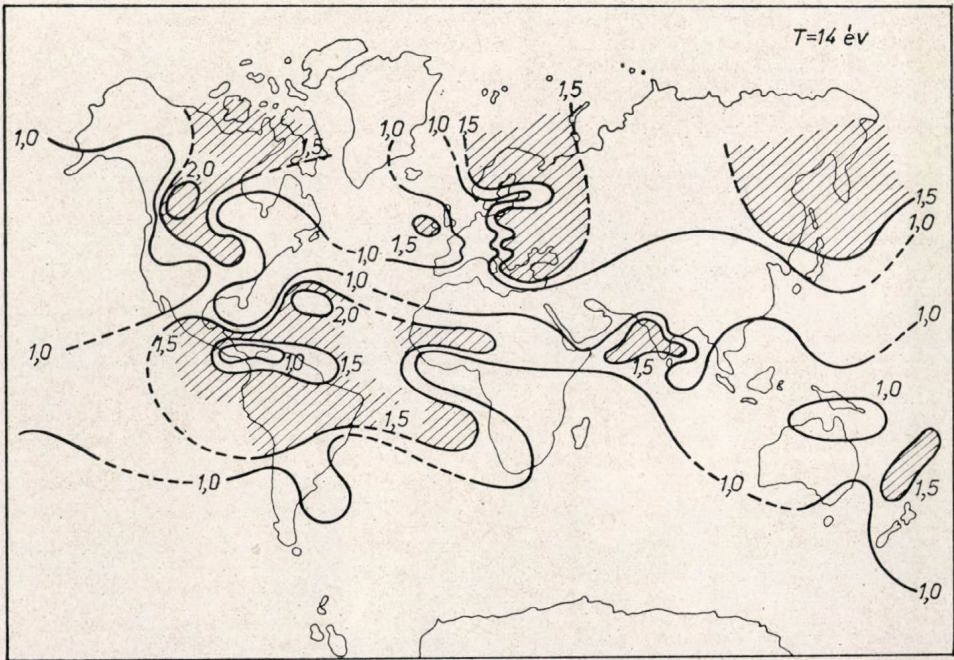
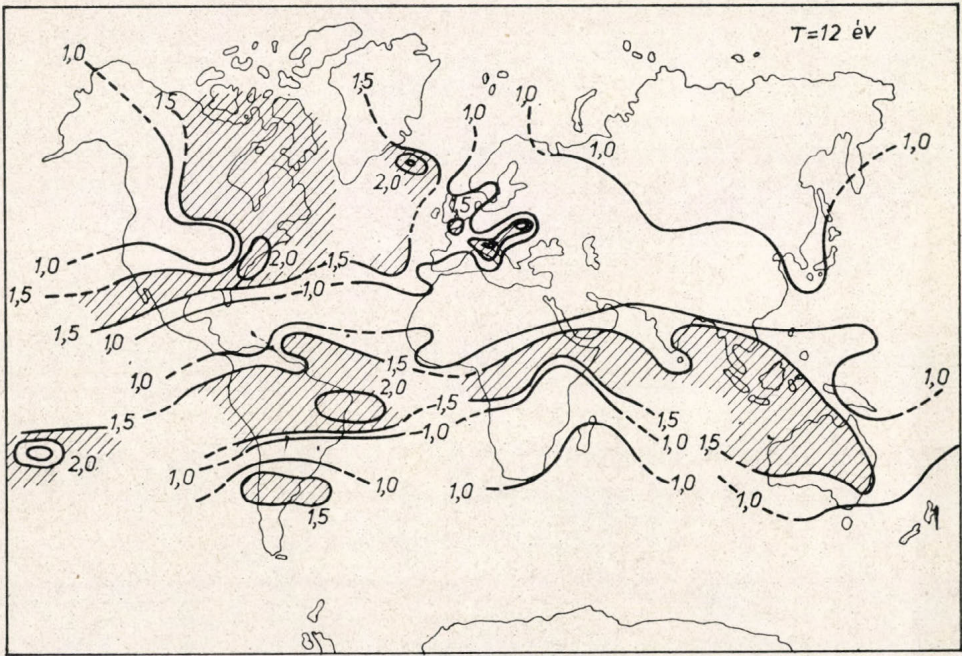
A legjellemzőbb periódusok megoszlásának meghatározására valamennyi állomás összes $A/E > 2$ értékeinek T periódus szerinti gyakorisági eloszlását is megvizsgáltuk. A 116 állomásra kiszámított 2–40 éves periódusokra adódó $39 \times 116 = 4524$ A/E érték közül 356 esetben (7,9%-ban) találtunk 2-nél nagyobb értéket, azaz átlagosan periódustípusonként $9,2 \approx 9$ alkalommal. Az egyes periódusokhoz tartozó $A/E > 2$ értékek gyakoriságát az I. táblázat foglalja össze.

I. TÁBLÁZAT—TABLE I.

Az A/E értékek T periódus szerinti gyakorisága
Frequency of A/E values according to the period T

T periódus	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22		
A/E	2	9	3	4	9	6	5	3	6	3	3	7	7	6	4	3	4	8	8	7	9	12	
					29							24								12			
T periódus	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40					
A/E	2	13	12	11	11	11	11	12	16	16	16	16	14	12	13	12	11	11	12				
					66								71										

Egy-egy periódusintervallum további, részletesebb elemzése úgy végezhető el, hogy minden intervallumból kiválasztunk egy-egy periódust, s megszerkesztjük a kiválasztott ingások A/E és fázisszög értékeinek térképeit. Ezekből a térképekből tájékoztatást kaphatunk az egyes periódusok eredetére vonatkozóan, ahol az A/E értékek csökkenése és a fázisszögek növekedési

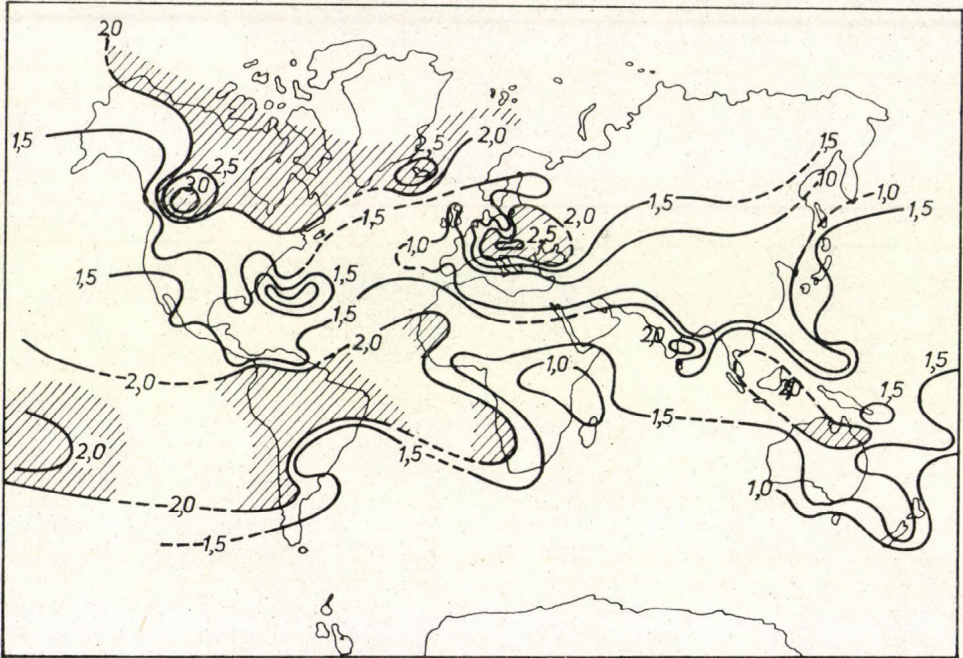


3. ábra: A T=12 és a T=14 éves periódus A/E értékei

Fig. 3: A/E values of the periods T=12 and T=14

aránya árulja el az egyes hullámok látszólagos mozgásának irányát, azaz a periódus eredő helyét.

Valamennyi periódustípusra vonatkozó részletesebb elemzés bemutatását ezen tanulmány terjedelme nem teszi lehetővé, ezért csupán a *B* típusból, azaz a 12–15 éves periódusintervallumból választottuk ki a $T=12$ és $T=14$ éves ingásokat, s megszerkesztettük a hozzájuk tartozó A/E értékek térképét. (3. ábra.) Azért esett erre a típusra a választásunk, mert Magyarország csapa-



4. ábra: A 12–15 éves periódus-intervallum maximális A/E értékei
 Fig. 4: Maximum A/E values of the period interval 12 to 15 years

dékában épp a 13–15 éves ingás a legjellemzőbb, mint azt már korábbi vizsgálataiban *Péczely* (1973) kimutatta, megállapítván hogy: „Egybehangzó . . . a 13–15 év között megnyilvánuló periodicitás. E periódusok a nyári félév csapadékában a legerősebbek . . .” Érdekes kérdés tehát, mennyire általános a Föld egészére nézve ez a periódus.

Az A/E értékek egyenlőségi görbéinek térképei megerősítik a fent említett eredményt Magyarországra, illetve Közép-Európára vonatkozóan. A $T=12$ és $T=14$ éves periódusok térképeit összevetve szembevetendő, hogy megközelítően azonos a magas amplitúdó értékek területe a két periódus esetében, a 12 éves periódus azonban markánsabb, nagyobb területet jellemez. Az Egyenlítő mentén található legnagyobb amplitúdóértékek övezete szinte teljesen körbefut az egész Föld felszínén, összefüggő gyűrűt alkotva a 12 éves periódusnál, míg a 14 éves periódus esetében felszakad ez az egységes öv, s csak Dél-Amerika és Közép-Amerika vidékein marad jellemző, Kelet-Afrikáig kiterjedően, s kisebb foltokban India és Óceánia Ausztráliával szomszédos területein. Határozottabb a 12 éves periódus az Egyenlítő-menti övezeten kívül is, nagyobb

területeket foglal el, pl. Észak-Amerikában. Európában viszont a 14 éves periódus a jellemzőbb, s megjelenik a 14 éves periódus Ázsia keleti tartományaiiban is.

Végül elkészítettük a 12–15 éves periódusintervallum ún. „gyűjtőtérképét” is, amit úgy szerkesztettünk meg, hogy a 12–15 évekhez tartozó A/E értékek közül mindig a legnagyobbat választottuk ki minden állomásnál, s ezt a maximális értéket vittük térképre. (A 12 éves periódus A/E értékeit 40-szer, a 13 éves periódusét 28-szor, a 14 évesét 21 alkalommal, végül a 15 évhez tartozó értékeket 27-szer. A kiválasztások száma is mutatja a 12 éves periódus döntő jellegét az intervallumon belül. 4. ábra.) Természetesen a gyűjtőtérkép nem különbözik lényegesen a 12, illetve 14 éves periódus térképeitől, de újra kiemeli, hogy a B típusú csapadékingás jellemző Dél-Amerika túlnyomó többségén, Közép-Európában, s Észak-Amerika keleti, északkeleti vidékein.

Vizsgálatunk eredményét összefoglalva megállapítható, hogy a Föld felszínének legnagyobb részén kimutatható ritmizáció a csapadék eloszlásában, ám területenként más-más periódus a jellemző. Az egyes periódusok A/E és fázisszögtérképe tájékoztatást nyújthat a periódus eredő helyéről, és ezek az elemzések hozzájárulhatnak a periódusok jelenleg még ismeretlen fizikai okainak feltárásához.

IRODALOM

- Pécze Gy. — Csomor M.* (1973.): Magyarország nyári csapadékának periodicitásai. MTA X. Osztályának Közleményei (6)1–4. pp. 31–36.
- A. Koflanovits* (1977.): A csapadékmennyiség változékonyságának elemzése Közép-Európában. Az OMSZ Kisebb Kiadványai 42. sz.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 82. évf. 6. szám, 1978. nov.—dec.
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 82 No. 6 Nov—Dec 1978 Budapest

Magaslégköri adatok minőségellenőrző programjának felépítése és működése

OZORAI ZOLTÁN, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

The Outlines and Actions of a Computer Programme Designed for the Quality Control of High-Level Data. A computer programme was prepared for the quality control of measured data disseminated in TEMP messages. The programme compared the geopotentials, wind directions and forces on a given isobaric surface of three RS stations selected from a network surrounding Budapest. At last there are presented the results gained by the calculations of the programme. 1. The quadric surface fits very well to the isobaric surface over the discussed territory. 2. The programme proves if the data are good, it is able to supply the missing values, but it cannot indicate which ones are erroneous.

*

Строение и работа программы проверки качества аэрологических данных. Для проверки качества аэрологических данных, содержащихся в телеграммах TEMP, разработана программа для ЭВМ. При помощи этой программы были сопоставлены геопотенциалы, направления и скорости ветра, полученные на заданном уровне над тремя радиозондовыми станциями, выбранными из сети вокруг Будапешта. В настоящей работе подробно описываются операции, выполненные программой. В заключение приводятся полученные таким образом результаты. 1. Вторичная поверхность хорошо укладывается в изобары над изучавшимся районом. 2. Программа выявляет правильность данных, может дополнить отсутствующие величины, но не указывает на то, где имеются погрешности.

*

A TEMP táviratokba foglalt magaslégköri adatok minőségellenőrzésére egy QCA jelű számítógépes programot dolgoztunk ki.

Mint ismeretes, a táviratok minőségellenőrzése csak akkor lehetséges, ha 1) redundáns adatok vannak benne, vagy ha 2) a sürgönyzött adatok között fizikai összefüggések állanak fenn. Tehát a külső, formai, ill. a belső, fizikai ellentmondások mutathatnak rá a hibás adatokra.

Az első példa lehet a SYNOP táviratokban a látástávolság és a jelenlegi időjárás ellentmondása kód esetén.

A másodikra példa, ha a TEMP táviratokban valamely vastagabb rétegben a függőleges hőmérsékleti gradiens nagyobb, mint 1 fok.

A TEMP táviratokban — egyebek között — a fő izobár szintek geopotenciálja, nyomása, hőmérséklete, harmatpont-depressziója és széladatai szerepelnek. Ezek között kell fizikai összefüggéseket találni a minőségellenőrzés céljából. De amíg a nyomás, geopotenciál és hőmérsékleti adatok között egy mérésen belül is lehetnek ellentmondások, a széladatok ellenőrzéséhez — geosztrófiát feltételezve — a geopotenciálmező gradienseire is szükség van, azaz 1 állomás adatai már nem elegendők.

A geopotenciál, nyomás és hőmérsékleti értékek ellenőrzésére egy táviraton belül már történt kísérlet, amint arról egy *Időjárás* cikkben (76. évf. 326–333. old. 1972.) beszámoltunk. Bár volt benne utalás számítógépes felhasználásra, elsősorban kézi számolásra készült.

A széladatok ellenőrzése végett több (legalább három) állomás egyidejű jelentéseinek feldolgozása szükséges. Ez már nem képzelhető el számítógép nélkül. Természetesen a „real time” kontroll lenne jó, amikor a jelentéseket még kiadásuk előtt javítani lehetne, de ez sajnos nem lehetséges, mivel – amint említettük – legalább három táviratra van szükség. Így tehát csak arra nyílik lehetőség, hogy az adatbankba raktározás előtt végezzük el az ellenőrzést.

Az objektív analízisek szintén a geosztrófia feltételezésével létesítenek kapcsolatot a geopotenciálok és a széladatok között. Kézenfekvő volt, hogy ezek segítségével próbáljuk meg problémánkat megoldani. Választásunk a *Bushby–Huckle* objektív analízisre esett, amely a rácspont geopotenciálokat a következőképpen interpolálja:

A rácspont mint origó körül felvesznek egy kört, amelynek sugara 6 rács-távolsággal egyenlő, majd ezen belül kitűzik az állomásokat. Ezekhez illesztnek egy másodrendű felületet a legkisebb négyzetes eltérések alapján, de az egyes állomásoknál egy súlytényezőt vesznek figyelembe. Ennek alakja:

$$p = \frac{1}{1 + 2^{-33} 10^8 r^4 \beta^{-4}}$$

ahol r a rács-távolság,

β a térkép torzítási tényezője.

A súlytényező r -től való függése így alakul: ha $r=0$, $p=1$, majd lassan csökken egészen $r=1,5$ -ig, ezután $r=4,5$ -ig gyorsan csökken és végül ellaposodik a görbe.

Célul a budapesti és szegedi TEMP táviratok minőségellenőrzését tűztük ki. Ezért az objektív analízis keretét leszűkítettük a Budapest körül elhelyezkedő 8 TEMP állomásra. A rács-távolságot 200 km-ben szabtuk meg.

Az első kísérletet *Hewlett–Packard* számítógéppel hajtottuk végre. Ennek eredményeiről egy Meteorológiai Társaságban tartott előadáson számoltunk be. Ennek tapasztalatait a későbbiekben felhasználtuk.

A kísérletben a p súlytényező alkalmazásától eltekintettünk, mivel a Budapesttől legtávolabb fekvő állomás, Prága, mindössze 2,3 rács-távolságra esik. A legkisebb négyzetes eltéréssel illeszkedő másodrendű felületet csak Budapest középponttal határoztuk meg, majd ennek ismeretével számítottuk ki mind a 9 állomásra az adott szint geopotenciálját és széladatait. Úgy láttuk, hogy egyetlen másodrendű felület jó egyezésben van a mért adatokkal.

Az így szerzett tapasztalatok alapján alakult ki egy újabb módszer, amelytől megkívántuk, hogy minél kisebb legyen az igénybe vett állomások száma.

Az illesztendő másodrendű felület egyenlete:

$$H(xy) = ax^2 + by^2 + 2hxy + 2gx + 2fy + c \quad (1)$$

megadja, hogy adott (x,y) koordinátájú pontban mekkora a H geopotenciál. (Ezt H típusú egyenletnek neveztük.) Felírhatjuk, hogyha ismerjük a hat együtthatóját.

Geosztrófiát feltételezve a szélirány (D) és a szélerő (F) is összefügg a felület együtthatóival az alábbiak szerint:

$$F \sin (D - \lambda^*) = - \frac{\beta g}{fr} \frac{\partial H}{\partial y} \quad (2)$$

$$F \cos (D - \lambda^*) = - \frac{\beta g}{fr} \frac{\partial H}{\partial x} \quad (3)$$

ahol $\lambda^* = (\lambda - \lambda_0) / \sqrt{2}$,

λ az (x, y) pontban levő állomás, ill.

λ_0 a koordinátarendszer origójának földrajzi hosszúsága,

β a térkép torzítási tényezője,

r a rácstávolság,

g a nehézségi gyorsulás és

f a Coriolis parameter.

Behelyettesítve a két parciális differenciálhányadost, a (2) és (3) egyenletek hányadosaként olyan elsőfokú egyenletet kapunk, amely az együtthatókon kívül (a, b, h, g, f) csak a D szélirányt tartalmazza. (D típusú egyenlet.)

A (2) és (3) egyenletek négyzetösszege pedig az együtthatók másodfokú függvényét adja és ezeken kívül csak az F szélerő szerepel benne (F típusú egyenlet).

Tehát minden mért adat egy-egy egyenletet ad a felületegyütthatók között, mégpedig a H típusú egyenletek mind a 6 együtthatót tartalmazzák, míg a D és F típusúak csak az első ötöt.

A felület hat együtthatójának meghatározására tehát 6 mért értékre van szükségünk, s ezek között legalább egynek geopotenciálnak kell lennie. Egy adott szinten egy állomás 3 adatot jelent, tehát egyenletrendszerünk megoldásához legalább 2 állomás 6 adata szükséges. Ellenőrzés csak akkor lehetséges, ha redundáns adatok is vannak.

Így esett választásunk három állomás 9 adatára. A 9 adat közül 6 adatot 84-féleképpen választhatunk ki. E 84 esetből egyet el kell hagynunk, amikor az egyenletrendszer 3 D és 3 F típusú egyenletből áll.

További egy esetben nincs probléma a megoldással, amikor 6 lineáris egyenletünk van.

Öt elsőfokú és egy másodfokú egyenletet 18-féleképpen választhatunk ki. Ennek a rendszernek a megoldását a következőképpen választhatjuk. Az öt elsőfokúból álló rendszert úgy írjuk fel, hogy a hatodik ismeretlen, a c -t, amely maximálisan csak háromban szerepel, átvisszük az egyenlet jobb oldalára. A rendszer megoldása megadja a keresett öt együtthatót, mint c -nek a függvényét. Ezeket behelyettesítve a hatodik, F típusú másodfokú egyenletbe, két c gyököt kapunk. Minthogy a c fizikailag a geopotenciál a $(0, 0)$ pontban, tehát közel esik a Budapesten mért geopotenciálhoz. Ilyen feltételezéssel kiválaszthatjuk a kettő gyök közül a helyeset és megkaphatjuk az összes együtthatót.

Hat első fokúból 15-féleképpen választhatunk ki négy első fokú egyenletet, s minden egyes variációhoz háromféleképpen 2 másodfokú egyenletet. Ez 45 eset. Az ilyen rendszerek megoldására is kidolgoztunk egy iterációs módszert. Ezeket azonban már nem vettük fel a QCA programba.

Ha ismerjük mind a hat együtthatót, kiszámíthatjuk azt a 3 H , D , ill. F értéket, amelyek nem szerepeltek az egyenletet meghatározó adatok között. A kontrollált értékek alapján kell felismerni, hogy a 9 bevitt adat közül melyik, vagy melyek hibásak. Elképzelésünk szerint

1 hibás esetén az ellenőrzések általában kis eltéréseket adnak, ha hibás adat

felhasználásával kerestük meg a felület együtthatóit, a többi esetben ez, és csakis ez, nagyobb eltérést mutat;

2 hibás esetén már bonyolultabb a helyzet, de még remény van a felismerésre;

több hibásat feltételezve, az ellenőrzött értékek olyan eloszlását kaphatjuk, amely lehetetlenné teszi a hibásak felismerését. Ilyenkor úgy lehetne folytatni az ellenőrzést, hogy az egyik állomás helyett egy szomszédosat veszünk fel és így tovább. Sok rossz adat feltételezése megkérdőjelezi az egész hibakutatási eljárást.

Eddig az elképzelések. Még mielőtt rátérünk a program futtatásával kapott tapasztalatokra, ki kell térni arra, hogy a program végül is mit számított ki, mert az eredmények bővíteni készíttetek a programot.

Input-ként vagy kézzel, vagy erre a célra lyukasított szalagról bevittük 3 állomás 9 csoportját, mégpedig *a*) az állomásszámot, *b*) egy megadott főszint geopotenciálját tartalmazó csoportot, valamint *c*) az idetartozó szélcsoportot (kódformában). A három állomás bármelyik lehet az adott 9 állomás közül. A program hibát jelez, ha

- az állomásszám nincs a listáján,
- a második vagy harmadik állomás geopotenciálja nem ugyanarról a főszintről származik, mint az első,
- a szélirány nagyobb, mint 360° ,
- a szélsébség nagyobb, mint 200 m/s.

A dekódolásnál a program a csomókban megadott szélsébséget átszámítja m/s-ra.

A program a kontrollképpen kiszámított értékek mellé meghatározta a mért értéktől való eltérést és a jobb tájékozódás érdekében az ún. kategorizált hibanégyzetet. Ebből a szempontból a program egységnyi eltérésnek vette a következő különbségeket:

500 mb felett 10,	20 m/s alatt 2 m/s,
600 mb alatt 5 gpm geopotenciál-,	30 m/s alatt 3 m/s,
10 fok irány-,	30 m/s felett 5 m/s

különbséget. Ezek önkényesen megválasztott határok voltak, de a programban a határok bármikor megváltoztathatók.

A program 1–9-ig sorszámozva megadta az ellenőrzött értékeket, valamint – a későbbi azonosítás céljából – az együtt ellenőrzött elemek sorszámát.

A futtatás során kiderült, hogy a helyes *c* kiválasztása a priori nem lehetséges, mert a két gyök közt előfordult kicsiny eltérés is. Így az ellenőrzést mindkét gyök figyelembevételével hajtotta végre. Így az esetek száma 37-re nőtt, az eredeti 19 helyett. A „rossz *c*” alkalmazásával meteorológiailag értelmezhetetlen eredmények jöttek ki (pl. 50–100 m/s feletti szélerő). Ezek felderítése végett a számított felületet zebratérképeken mutatta be. A zebratérkép 1:5 000 000 léptéken ábrázolta a 9 állomást magába foglaló területen az izohipszákat, mégpedig 500 mb alatt 20 gpm-enként, 500 mb felett 40 gpm-enként. A közvetlen értelmezés céljából az origó környezetébe felírta az aktuális számított geopotenciált, automatikusan – az aktuális értékeknek megfelelően – módosította az egyes tartományok határait. (De mindig úgy, hogy a határ értéke mindig osztható volt 20-szal, ill. 40-nel.) Végül a határokat egy jelmagyarázaton kiírta.

Mint ahogy a zebratérkép számítása és nyomtatása időigényes volt (kb. 3 perc, ugyanis 1457 elemet kellett számolni), tehát csak egyes esetekben használtuk fel.

Valamennyi ellenőrzés után a számítógép összegyűjtve kiírta az egyes elemeknél kapott eredményeket (most már pontos meghatározással, mint pl. *H* 12843, *D* 11035 sit.). Az ellenőrzésnél bevezetett kényszerkorlátozások miatt a szélsőségekre 25–25, a többi elemre 6–6 adatot számított. A jobb áttekintés végett ezek alá a táblázatok alá kiírta még a kategorizált hibanégyzetek gyakoriságát 36-ig egyenként, illetve 49 vagy ennél nagyobb értékek előfordulását összesítve.

Az elmondott elképzelésnek megfelelően még egy műveletet végzett a program. Kiválasztotta azokat a hármas kontrollokat, amelyek között legalább két esetben kicsi volt az eltérés. Azt, hogy mit nyilvánított jónak, ill. hány hibásat engedett meg, a futtatás előtt programozható volt. Az ilyenképpen jónak minősített esetekben a kapott felületegyütthatókat közepelte és ezek alapján mind a 9 állomásra számolt értékeket és ezeket mint „legvalószínűbb adatok”-at kiírta és végül nyomtatott egy zebra térképet.

I. TÁBLÁZAT—TABLE I.

A táviratozott és a minőségellenőrző program számította magaslégköri adatok közötti kategorizált eltérések gyakoriságai egyes konkrét esetekben. Az a sorban mind a 37 számított felület adatai szerepelnek, míg a b sor csak bizonyos elvek szerint kiválasztott 19 felület értékeit tartalmazza. A „0–2” oszlop a „kis”, a „3–7” oszlop pedig a „nagy” hibák számát mutatja be

The frequencies of the classified deviations between the high-level data disseminated by meteorological messages and computed by the quality control programme resp. in some actual cases. In the line *a* all the data of the computed 37 surfaces are compiled, since the line *b* consists only the values of 19 surfaces selected by certain principles. The column „0–2” shows the numbers of the “little” errors, since the column “3–7” does the numbers of the “large” ones

	Kategorizált hiba								0–2	3–7
	0	1	2	3	4	5	6	7		
1. a	6	11	13	3	7	11	7	53	30	81
b	6	10	11	3	4	6	4	13	27	30
2.	35	16	7	3	4	7	2	37	58	53
3.	14	12	8	8	6	1	2	36	34	53
4. a	39	21	7	3	5	3	4	29	67	44
b	37	17	3	—	—	—	—	—	57	—
5. a	33	21	7	8	4	3	3	32	61	50
b	33	19	2	2	1	—	—	—	54	3
6. a	5	14	8	11	18	6	5	44	27	84
b	5	12	7	10	12	4	—	7	24	33

A program belövése alatt is már sok futtatás történt. Ezek adták az ötleteket a program bővítésére. A teljes műsort azonban aránylag kevés számítás rögzíti.

A program futtatása során szerzett tapasztalatok

1. A program belövését Budapest—Wien—Szeged 1972. 06. 13. 12 GMT 500 mb-os adataival végeztük. Amikor a program végig futott, megnéztük a kategorizált hibanégyzetek eloszlását (*I. táblázat 1. a sor*).

Még ha figyelembe vesszük, hogy 18 felületről eleve tudjuk, hogy hibás (ez 54 hibás adatot jelöl a 111-ből), bonyolult eloszlást mutat, távol volt az elképzelésünktől. Az egyik elem-hatosból számított gyök képzetes volt, tehát tulajdonképpen 19 felület volt meteorológiailag interpretálhatatlan. Ez 57 hibás kontrollt adott.

2. Véletlenül találtunk egy másik példát: Kolozsvár—Belgrád—Zágráb 1972. 06. 13. 12 GMT 700 mb-os adatait. Ennél a hibaeloszlást az *I. táblázat 2. sora* adja. A hármas kontrollok közül 16 esetben 4 volt a maximális hibanégyzet, 3 esetben egy és ugyanazon elem eltéréseinek négyzete 64 volt, míg az együtt ellenőrzött másik két elem hibája elhanyagolhatóan mutatkozott. Ez már jobban egyezett az elképzeléseinkkel.

3. De, ha ugyanebben az időpontban és felületen másik állomás-hármaszt választottunk: Ungvár—Zágráb—Belgrád háromszöget, a program még végig sem szaladt, hanem nagy hibák után elszállt. Amíg futott a program (29×3 kontroll), az eloszlás nem volt nagyon rossz. Ezt bemutatja a *I. táblázat 3. sora*. Ha az elhanyagolhatóan kis hibákhoz hozzászámítjuk a 3. kategóriát is, a rosszaz és a jók aránya 45:42, ami kielégítő. Ezek láttán kerestünk egy „jó” esetet:

4. Ezt mesterségesen állítottuk elő Budapest—Wien—Szeged 1972. 06. 13. 12 GMT 500 mb-os adataiból, olyanképpen, hogy az eredeti adatok között az első ellenőrzéskor számított szélsőbességeket vittük be. A hibaeloszlást az *I. táblázat 4.a*, ill. *4.b sora* adja. A *4.a sora* szerint a kis hibásak (0—1—2 kategória) döntő fölényben vannak a nagyobb hibákkal szemben: 67:44. De, ha feltesszük, hogy a két „c” gyök közül egyik eleve hibás, s csak az egyiket vesszük figyelembe, az eltérések mind az 57 esetben az alacsony kategóriákba estek (*I. táblázat 4.b sora*).

II. TÁBLÁZAT—TABLE II.

A mért, ill. a minőségellenőrző program által legvalószínűbb értéként megadott magaslégköri adatok eltérései különböző felhasználási mód esetén

The deviations of the measured high-level data and these ones, which are given by the quality control programme as the most probable values gained by different way of use

Táviratozott értékek		1		2		3	
12 843	5740	5738	-2	5737	-1	5739	+1
	200	188	-12	187	-1	183	-5
	15	14	-1	14	0	13	-1
11 035	5700	5700	0	5700	0	5704	+4
	180	179	-1	181	+2	175	-4
	19	18	-1	18	0	17	-1
12 982	5750	5751	+1	5751	0	5750	-1
	210	194	-16	192	-2	186	-8
	14	13	-1	13	0	12	-1

5. Tapasztalatok a „legvalószínűbb adatok”-kal.

a) A már elmondott eljárással kiszámítottuk a „legvalószínűbb adatokat”. Ezek összehasonlítását a mérési adatokkal a *II. táblázat*on mutatjuk be.

Látható, hogy ezek az adatok közel állanak a táviratozott értékekhez (1. oszlop). Ez azt mondja ki, hogy az eredeti adatokhoz közelálló értékek olyan másodrendű felületet határoznak meg, amely jó közelítést adja a tényleges izobárfelületeknek.

b) Ha az eljárás elvileg helyes, újabb alkalmazásának nem szabad eltérő értékeket adnia. Nem is adott, amint azt a *II. táblázat* 1. és 2. oszlopának összehasonlításából is láthatjuk: a 2. oszlopban szereplő eltérések az 1. és 2. oszlop különbségét adják. Azonosságot nem lehet elvárni, hiszen a legvalószínűbb adatok egészszámra (gpm, fok, m/s) kerekítettek. A kerekítés pedig eltéréseket okozhat, amint azt később látni fogjuk.

Nézzük meg a kategorizált hibák eloszlását az eredeti adatoknál, majd az eljárás megismétlésekor. (*I. táblázat* 1.a ill. 5.a sor.) Az 1.a sort már bemutattuk, amikor megállapítottuk, hogy a hibák előfordulása az alsó 7 kategóriában meglehetősen egyenletes. Az 5.a sor már jobb eloszlást mutat. A 111 esetből 61 esetben, tehát 55%-ban kicsiny a hiba. Vagyis megközelíti az ideális esetre vonatkozó elképzelésünket. Még feltűnőbb, ha egy szűrést hajtunk végre. Ezt úgy végezzük el, hogy a felületek felét, amelyet a rossz „c” felhasználásával kaptunk, kivesszük. Így a 111 kontroll helyett csak 57-tel van dolgunk. Az így kapott eloszlást mutatja be az 1.b, ill. 5.b sor. Az 1.b sor szerint a 7. kategóriába tartozó nagy hibák előfordulása 53-ról 13-ra csökken. A kis hibák száma 30-ról 27-re, a 3—7 kategóriába esők száma pedig 81-ről 30-ra csökken. Az 5.b sor még nagyobb javulást mutat: Az 57 esetből 54 tartozik a 0—1—2 kategóriába, s a maximális hiba is csak a 4. kategóriába esik.

Úgy is megfogalmazhatjuk, hogy az eljárásunk „konvergens”, azaz megismételve ugyanazokat az adatokat minősíti jónak.

c) Kísérletet hajtottunk végre abból a célból, hogy megfigyelhessük, mekkora hibát okoz a kódolási kerekítés. A következő eljárást választottuk: van egy adatsorunk, amely a kontrollok alapján jónak bizonyult: a legvalószínűbb adatok. Most is ezeket tápláltuk be a számító gépbe, de kódolt formában.

A hibanégyzet-eloszlás az *I. táblázat* 6.a és 6.b sorában található. Ha ez nem is olyan rossz, mint az eredeti adatokkal kapott, de rosszabb, mint a pontos értékek adta sorozat. Az adatok ilyen romlását nyilván a kódolás okozta. Vegyük figyelembe azt is, hogy a vizsgált szinten (500 mb) a geopotenciál kódolási pontossága ± 5 gpm, a szélirányé ± 5 fok, a szélessége ± 1 m/s. Ezt a romlást jól mutatja a *II. táblázat* 3. oszlopa.

6. A felület területi korlátainak vizsgálata.

a) Megvizsgáltuk, hogy az a felület, amelyet az ún. legvalószínűbb adatokkal kaptunk, milyen mértékben érvényes az eredetileg felvett 9 állomásra. Ennek érdekében adott időpontban és adott szinten 3 különböző állomásháromszöget vettünk fel: 1. Budapest—Szeged—Zágráb, 2. Kolozsvár—Zágráb—Belgrád, 3. Wien—Zágráb—Szeged. A három futtatásból kapott legvalószínűbb adatokat összevetettük a táviratozott értékekkel. A kapott 81 eltérést az előjeltől függetlenül vizsgáltuk. A felső quintilis

a geopotenciálknál	16 gpm,
a széliránynál	20 fok,
a szélérőnél	9 mps

volt. Ez azt mondja ki, hogy az egyezés általában jónak mondható, mert a felső quintilisen már csak a kiugró esetek foglalnak helyet. A mediánok megnyugtatóbbak: 4 gpm, illetve 11 fok, 3 m/s. Az egész adatsort megvizsgálva, feltűnt, hogy a szélirányoknál vannak a legnagyobb eltérések. A maximum 131 fok volt!

b) Az előbbi példában olyan szintet vizsgáltunk, amelyen az adatok a szinoptikus gyakorlat szerint jónak voltak mondhatók. A következő esetben azonban volt egy — láthatólag — rossz geopotenciál. A három háromszög: 1. Wien—Budapest—Szeged, 2. Prága—Kolozsvár—Zágráb és 3. Zágráb—Ungvár—Belgrád. Az előbbi módszerrel feldolgozva az eltéréseket a felső quintilis

a geopotenciálknál	35 gpm,
a széliránynál	146 fok,
a szélerőnél	11 m/s,

azaz jelentősen magasabb, mint az előző példában. Ez várható is, hiszen, ha a táviratozott adatok között hibás van, ennek tükröződnie kell. Külön figyelmet szenteltünk a szélirányeltéréseknek, mivel túl magasaknak tűntek. Meghatároztuk a szélirányeltérések gyakoriságát 30 fokként. Ebből csak két adatot emelünk ki. 0 és 30 fok közé esett 27 adatból 10 és a 150—180 fokos közbe 7. Azaz csaknem ugyanannyi a közel ellentétes szélirány, mint a kis eltérés! Ha ez reális lenne, az alapadatokból némi szinoptikus gyakorlattal ez eleve kideríthető lenne. A megoldást később adjuk meg.

7. A hibahatár szigorításának következményei.

A programozható hibahatár változtatásának következményeit is megvizsgáltuk. Elsősorban a megadott hibahatárt csökkentettük 6-ról 3-ra, majd 2-re. Minthogy itt csak kevesebb adat állt rendelkezésre, mindhárom elemnél együttesen vizsgáltuk az eltéréseket. A hibahatár szigorítása lényeges eltéréseket nem okozott.

8. A zebratérképekből vont következtetések.

Már a korábbi futtatások során feltűnt főleg az ún. rossz *c* alkalmazásával számított felületeknél, hogy a kontroll lehetetlen szélirányokat és szélsébségeket adott. A geopotenciálok nem szórtak ennyire. Mint említettük, ezeknek a kérdéseknek a tisztázására felvettük a programba a zebratérképek számítását és nyomtatását. Mivel ezeknek a printelése igen időigényes volt, korlátoztuk a végrehajtását. Mégpedig az első kontroll végére (ennél ugyanis csak egy megoldás van, mert az egyenletek lineárisak), majd a továbbiakban azokra az esetekre, amikor a kategorizált hiba elérte, vagy meghaladta a 7-et.

A rossz felületek általában éles nyereghelyzetek voltak. Amikor pedig kitalált adatokkal végeztük a futtatást, az eredmény ciklon helyett anticiklon lett!

Ennek okát kutatva a következő (elvi) hibára bukkantunk. Megvizsgálva a (2) és (3) egyenletet, amelyek a szélkomponensek és a felület együtthatói közti összefüggést adják meg és amelyekből osztással kaptuk meg a szélirányt tartalmazó, *D* típusú egyenletet, kiderül, hogy ez két értékű, és α és $180^\circ + \alpha$ egyaránt kielégíti. A visszaszámításnál azonban már vigyáztunk erre és a komponensek előjelét is figyelembe vettük. Így a számított szélirány mindig megfelelt a zebratérképeknek, de hibás geopotenciálok esetén a program úgy hidalta át a nehézségeket, hogy ellentétesen értelmezte az egyik vagy másik szélirányt.

A tapasztalatokat összefoglalva a következőt állapíthatjuk meg.

A program adta eredmények segítségével igazolhatók, hogy a bevitt értékek megfelelnek-e a program szabta szigorú követelményeknek. A szigorú feltételeket a felület pontos illesztése állította fel. Amennyiben az adatokhoz közelálló értékeket ad a legvalószínűbb másodrendű felület, a táviratok helyesek. Ilyen helyzetben a program megbízhatóan pótolhatja Budapest vagy Szeged hiányzó adatait.

Segítségével bepillantást nyerhetünk abba, hogy a másodrendű felület mennyire illeszkedik az izobárfelülethez az adott korlátozott területen.

De a program nem alkalmas arra, hogy rámutasson a hibás adatokra.

Ez elsősorban azért áll fenn, mert a geopotenciálok, ill. szélirányok közül egyszerre kettőt nem tud ellenőrizni.

Hiányossága még a programnak, hogy nincs megoldva a „hibás” c kiválasztása. Ez kiküszöbölhető azzal, hogy a szélirány és szélerő helyett a két szélkomponenst tekintjük kiinduló adatnak. Ezzel ugyanis elkerülhetők a másodfokú egyenletek. A jelenlegi 19 ellenőrzés helyett 83 lenne végrehajtható. Ennek bevezetése azonban a program teljes átalakítását kívánja meg.

Nehézséget okoz az is, hogy egyszerre csak egy szint három állomásának adatait lehet bevinni, és így újra és újra végre kell hajtani az inputot.

A pozitív és negatív tapasztalatok birtokában alakult ki egy újabb minőségellenőrző program terve.

Befejezésül köszönetet mondok a számítóközpont minden dolgozójának a hasznos segítségért. Különösen sokat köszönhetek *Sass Lászlónak*, *Kövér Bélánénak* és *Pap Máriának* főleg a programozás terén nyújtott tanácsokért.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 82. évf. 6. szám. 1978. nov.—dec.
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 82 No. 6 Nov—Dec 1978 Budapest

Megjegyzések és kiegészítések Szabó Éva: „Hűtőtornyok hatása a levegőkörnyezetre” című cikkéhez

MERSICH IVÁN, Központi Meteorológiai Intézet, Budapest

Szabó Éva: „Hűtőtornyok hatása a levegőkörnyezetre” című cikke az „Időjárás 1978/2. számában, a 103–110. oldalakon jelent meg. Vázlatosan ismertetjük a nem empirikus képleteken alapuló modellezési eljárásokat. Ezek segítségével a gőzcsóva hossza, a környezet relatív nedvességének a változása és a hőmérséklet növekedése adható meg. Utalunk a hűtőtornyok hőszennyezésének és a helyi szélrendszerben bekövetkező változásoknak vizsgálati lehetőségére.

*

Bevezetésül a későbbiek megvilágítására, az alábbi egyszerű megfontolásokat mutatjuk be:

Legyen egy széntüzelésű erőmű elektromos teljesítménye 1000 MW, hatásfoka 40%, ez erőműtelep területe 1 km², a kondenzációs hővesztesség pedig az erőmű összes energiafogyasztásának 50%-a. Ha feltesszük, hogy az erőmű egész éven át ugyanilyen feltételek mellett, folyamatosan üzemel, akkor a *kondenzációs hővesztesség*, az erőműtelep területére átlagolva ~3,9 · 10¹⁰ Ws/m² év. Ugyanakkor Budapesten a Meteorológiai Intézetben az 1936–1960-as évek átlagában, a *besugárzás értéke* ~2,4 · 10⁸ Ws/m² év. A két adatot összehasonlítva, látjuk, hogy a környezetnek átadott hő több mint százszorosa az átlagos besugárzásnak. Az átlagolások kiegyenlítő hatását elismerve, ezért azt mondhatjuk, hogy a légkörbe az adott helyen mesterségesen betáplált hő lényegesen meghaladja a természetes hőfelvételt.

Legyen ugyanezen erőműtelepen 2 db nedves, természetes huzatú, egyenként 80 m felső-belső átmérőjű hűtőtorny, a levegő kiáramlási sebessége pedig legyen 3 m/s. Ilyen feltételek mellett ~1,1 · 10⁸ m³/h nedves levegő áramlik ki, illetve fel e két toronyból.

Ha az erőmű 100 000 m³/h vizet igényel és cseppleválasztóval van ellátva, akkor az

összes vízforgalom ~0,01%-a azaz ~10 m³/h (ha nincs cseppleválasztó úgy ~0,1 %-a, azaz ~100 m³/h) víz távozik cseppcské alakjában a hűtőtornyokon keresztül. Legyen a párolgási veszteség ~1,5%, akkor ~1500 m³/h a vízgőzkibocsátás. (A fent feltételezett értékek az irodalomban elfogadott átlagértékek, lásd többek közt pl. *Hirschfelder* (1974), *Berliner* (1974).

Példáink egyértelműen bizonyítják, hogy a hűtőtornyoknak a levegőkörnyezetre gyakorolt befolyása jelentős és ennek mértékével, módosító hatásaival a meteorológusoknak is foglalkozniuk kell.

Érdeklődésünkre számot tartó környezeti hatások (ahogy ezt a szerző is részben összefoglalta) a következők lehetnek:

- 1) Csapadékkeltés ill. az átlagos csapadék növekedése.
- 2) A környező levegő relatív nedvességének növekedése.
- 3) A környező levegő hőmérsékletének növekedése (hőszennyezés).
- 4) Helyi szélrendszer kialakulása.
- 5) Cumulus-aktivitás erősödése.
- 6) A gőzcsóva árnyékoló hatása.

A felsorolt jelenségek mérése rendkívül nehéz, mert az egyedileg mért értékek a kimutathatóság határára mozognak. A korszerű hűtőtornyok esetén, külön-külön az egyes környezeti hatások területi és időbeni átlaga elhanyagolható (*Schiffers*, 1977), azonban együttes fellépésük helyenként és időnként lényeges környezeti változásokat okozhat. Ezért a tervezéseknél szükséges a fenti jelenségek várható bekövetkezésének előrejelzése. Így alakult ki a hűtőtornyok környezeti hatásának modellezésével foglalkozó szakterület.

Az irodalomban a jelenségek leírására két lényegileg eltérő módszert találhatunk:

- 1) Empirikus összefüggések segítségével írják le az egyes jelenségeket (elsősorban a gőzcsóva hosszának becsülésére használatos).

2) A fizikai-meteorológiai folyamatokat reprezentáló differenciálegyenlet-rendszerek megoldásával a jelenségek együttesét vizsgálják.

Míg az első módszert főként a téma előadásának időszakában használták, addig a második eljárás az utóbbi néhány évben vált döntő jelentőségűvé.

Szabó (1978) elsősorban az empirikus összefüggéseket bemutató irodalmat foglalja össze. Az ismertetett módszerek a környezetvédelmi feladatok, intézkedések elvégzéséhez és különböző tervezési, termelési kérdésekhez talán elegendő és kielégítő pontosságú adatokat szolgáltatnak, azonban a lezajló meteorológiai folyamatok lényegi megértését nem segítik elő. Ezen túlmenően a szerző részletesen csak a csapadékkeltés szemszögéből vizsgálta a kérdést. Figyelembe véve, hogy a maximális szitálás néhány tízed mm/h körül mozog (Marquardt és Ihle 1977) és az éves átlagszapadék növekedése esetleg néhány százalékot teszi ki (Schiffers 1977) – amely egyáltalán nem szignifikáns – azt kell mondanunk, hogy a környező levegő relatív nedvességének a növekedése, vagy a hőmérséklet növekedése, vagy a helyi szélrendszer kialakulása ugyanolyan, vagy még jelentősebb tárgya lehet a hűtőtornyok környezeti hatásával kapcsolatos vizsgálatoknak. A cikkben bemutatott módszerek nem alkalmasak a fenti kérdések igényes vizsgálatára. Ezért, ha vázlatosan is, a következőkben a hiányolt témakörök irodalmát ismeretjük, befejezésül pedig, a szokásosnál részletesebb irodalomjegyzéket adunk.

Morton (1957), Slawson és Ošanady (1967), Cšanady (1971) voltak azok, akik a cumulus felhők kialakulásának, fejlődésének vizsgálati módszereit először alkalmazták a gőzcsóvák környezeti hatásának leírására. Lényegileg hasonló módon közelítettek a kérdéshez Slawson és Wigley (1972), Weil (1974), Wigley (1975) és Hanna (1976). Az általuk alkalmazott módszer lényege, hogy a keresett paraméterekre, a csóva hőmérsékletére, víztartalmára, emelkedésére és haladására, valamint kiterjedésére a megfelelő megmaradási egyenleteket írták fel. Példaként Wigley és Slawson (1975) egyenletrendszerét mutatjuk be. A rendszer a tömeg, a víz- és vízgőztartalom, az energia, valamint a vertikális és horizontális impulzus megmaradási egyenleteit tartalmazza:

$$\frac{d}{dt}(VR^2) = \frac{2v_e}{R} VR^2$$

$$\frac{d}{dt}[VR^2(\Delta q + \theta)] = -GVR^2V_z$$

$$\frac{d}{dt}\left[VR^2g\left(\frac{\Delta T^*}{T_k^*} - \frac{L\theta}{C_p T_k^*}\right)\right] = -N^2 VR^2V_z$$

$$\frac{d}{dt}(VR^2V_z) = gVR^2\left(\frac{\Delta T^*}{T_k^*} - \theta\right)$$

$$\frac{d}{dt}(VR^2V_x) = U \frac{d}{dt}(VR^2)$$

ahol V	– a csóva sebessége, a csóva tengelye mentén mérve
V_x, V_y	– a csóva horizontális és vertikális sebessége
R	– a csóva sugara
v_e	– a bekeveredési sebesség
θ	– a víztartalom
$\Delta q = q_{cs} - q_k$	– a csóva és a környezet specifikus nedvességének különbsége
G	– a környező levegő nedvességgradiense dq_k/dz
g	– a nehézségi gyorsulás
T	– a virtuális hőmérséklet $\Delta T^* = T_{cs}^* - T_k^*$
L	– a latens hő
c_p	– az állandó nyomáson számított fajhő
N^2	– a Väisälä-frekvencia $N^2 = (g/T_k)(d\theta_k/dz)$
U	– a horizontális szélességg.

A fenti és a hozzá hasonló rendszerek segítségével megadható a gőzcsóva hossza, a csóva relatív nedvességének és hőmérsékletének változása. A megfelelő mikrofizikai folyamatok (párolgás, kondenzáció, koaguláció) figyelembevételével a víztartalom és cseppspektrum, továbbá a csóva túltelítettségének mértéke (Wigley 1975), s így az esetleges kihullott csapadék (ami általában nem következik be) is kiszámítható.

Természetesen a fenti feladatmegoldás is több buktatót rejt magában. Ebből kettőt emelünk ki:

1. A túltelítettség mértékének meghatározása.

2. A bekeveredési sebesség becslése.

A túltelítettségnek az egyenletrendszerbe való bevonását a mikrofizikai folyamatok figyelembevétele teszi szükségessé. A nehézséget az új összefüggés felállítására, vagy a meglévő rendszer megfelelő egyszerűsítése jelenti. Az első esetre mint lehetőséget javasolhatjuk a felhőfizikában használatos módszert, amelyet Squires (1952) fejtett ki. (Megfelelő fizikai feltételek mellett a víztartalom és a keverési arány változásának az összege zérus.) A másodiknak említett eljárást Wigley (1975) alkalmazta, amikor feltételezte, hogy a légkör tökéletesen átkeveredett, azaz mind a hőmérsékleti gradiens, mind a specifikus nedvességgradiens értéke zérus.

A bekeveredési sebesség, amely a környezet és a csóva turbulens kölcsönhatását

hivatott megadni, jelenlegi ismereteink szerint nagyon nehezen fogható meg. Első közelítésben a vertikális sebesség függvényében szokás kifejezni. (Például *Wigley* (1975) az alábbi alakot alkalmazta: $v_e = \alpha \cdot w$, ahol w a vertikális sebesség, α állandó.) Az eltérés általában a megfelelő állandó értékének megválasztásában van. Figyelemre méltó *Hanna* (1976) eljárása, aki a hőre, nedvességre és tömegre más-más állandó értékeket ad meg. További érdekes eljárások: *Stephen* és *Moroz* (1976) a tornyot elhagyó csóvát állapotának megfelelően négy szakaszra osztják. A megfelelő csóvaszakaszokon a bekeveredési sebességet a horizontális, a vertikális, a tengelymenti sebességek lényegesen eltérő függvényeként adják meg. *Csanády* (1971) véleménye szerint, gyenge szél esetén a szél turbulens állapota határozza meg a bekeveredési sebességet. Ezért a turbulens energia disszipációval és a turbulencia karakterisztikus hosszúságával adja azt meg.

✕

Összefoglalva: az ismertetett és az ehhez hasonló eljárások azon kívül, hogy mindazt nyújtják, amit az empirikus összefüggések, alkalmasak a jelenségek együttes vizsgálatára, hozzásegítenek a meteorológiai folyamatok jobb megismeréséhez és a meglévő elméletek továbbfejlesztéséhez. Nem lenne méltányos elhallgatni, hogy a fent említett nehézségeken kívül a megoldáshoz sokkal nagyobb számítástechnikai apparátus is szükséges.

Végül megemlítjük, hogy az antropogén hőforrások „hőszennyező” hatásának vizsgálata az elmúlt években jelentősen előrehaladt. Természetesen itt a hőforrás már a valódi, tágabb környezetében szerepel és így a környezetben bekövetkező változások szempontjából másodlagos jelentőségű, a domborzat és az eltérő besugárzásból eredő különbségek mellett. Példaként a Felső-Rajna vidékre készített szimulációs modell említjük, amelyben a hűtőtornyok és olajfinomítók hőszennyezésének a környezetre gyakorolt befolyását vizsgálják. Kiindulási alapként nem-hidrosztatikus háromdimenziós, ún. *shallow-water* egyenleteket használnak. A módszerekről és célokról részletes leírást *Wippermann* (1977) ad.

TRODALOM

- Berliner, P.* (1974): Kühltürne mit natürlichem Zug. Klima + Kälte ingenieur 2(8) 321–329.
- Brennan, P. T. et al* (1976): The observed rise of visible plumes from hyperbolic natural draft cooling towers. *Atm. Env.* 10(6) 425–433.
- Csanády, G. T.* (1971): Bent-over vapor plumes. *J. Appl. Met.* 10(1) 36–42.
- Hanna, S. R.* (1976): Predicted and observed cooling tower plume rise and visible plume length at the John E. Amos power plant. *Atm. Env.* 10(12) 1043–1052.
- Hirschfelder, G.* (1974): Kühltürne in Kraftwerken. Technik der Zukunft. 1974 (No. 8.) 45–50.
- Israel, G. W. et al* (1976): A method to measure drift deposition from saline natural draft cooling towers. *Atm. Env.* 11(2) 123–131.
- Jiin-Lang Lee* (1977): Potential weather modification from cooling tower effluents at conceptual power parks. *Atm. Env.* 11(8) 749–759.
- Kramer, M. L. et al* (1976): Cooling towers and the environment. *APCA* 26(6) 582–584.
- Marquardt, W. und Ihle, P.* (1977): Niederschläge in der Umgebung von Nasskühltürmen. *Zeitschrift für Met.* 27(6) 366–377.
- Moore, F. K.* (1976): Regional climatic effects of power-plant heat rejection. *Atm. Env.* 10(10) 805–813.
- Morton, B. R.* (1957): Bouyant plumes in a moist atmosphere. *J. Fluid Mech.* 2(1) 127–144.
- Rihard, J. M.* (1973): The stability of wet and dry bent-over plumes. *J. Appl. Met.* 12(2) 133–139.
- Schiffers, A.* (1977): Grosse Nasskühltürme und ihr Einfluss auf die Umwelt. *Braunkohle* 29(10) 413–418.
- Sellers, B. H.* (1975): Stability criterion for moist plumes. *J. Appl. Met.* 14(3) 419–422.
- Stawson, P. R. and Csanády, G. T.* (1967): On the mean path of buoyant bent-over chimney plumes. *J. Fluid Mech.* 28(2) 311–322.
- Squires, P.* (1952): The growth of cloud by condensation. I. *General. Austr. J. Sci. Res.* 5(1) 52–67.
- Stephen, D. W. and Moroz, W. J.* (1976): Wet plume rise from cooling towers in strong winds. *Water, Air and Soil Poll.* 6(1) 9–25.
- Szabó E.* (1978): Hűtőtornyok hatása a levegőkörnyezetre. *Időjárás* 82(2) 103–111.
- Weil, J. C.* (1974): The rise of moist, buoyant plumes. *J. Appl. Met.* 13(4) 435–443.
- Wesseling, N.* (1975): An asymptotic solution for slightly buoyant laminar plumes. *J. Fluid Mech.* 70(1) 81–87.
- Wigley, T. M. L. and Stawson, P. R.* (1971): On the condensation of buoyant moist, bent-over plumes. *J. Appl. Met.* 10(2) 253–259.
- Wigley, T. M. L. and Stawson, P. R.* (1972): A comparison of wet and dry bent-over plumes. *J. Appl. Met.* 11(3) 335–340.
- Wigley, T. M. L.* (1975): Condensation in jets, industrial plumes and cooling tower plumes. *J. Appl. Met.* 14(1) 78–86.
- Wigley, T. M. L.* (1975): A numerical analysis of the effect of condensation on plume rise. *J. Appl. Met.* 14(6) 1105–1109.
- Wigley, T. M. L. and Stawson, P. R.* (1975): The effect of atmospheric condition on the length of visible cooling tower plumes. *Atm. Env.* 9(4) 437–445.
- Wippermann, F.* (1977): Meteorologisches Simulationsmodell Oberheingebiet. *Vorhabensbericht* Nr. 2–7. Bonnenberg + Drescher Ingenieurgesellschaft MBH + CO.KG.

KRÓNKA-ROVATUNK E SZÁMUNKBÓL
ANYAGTORLÓDÁS FOLYTÁN KIMARADT

Л. С. ГАНДИН, В. И. ЗАХАРИЕВ, Р. ЦЕЛНАИ: Статистическая структура метеорологических полей (*Meteorológiai mezők statisztikai szerkezete*). Az Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai XLI. kötet. Budapest, 1976. 365 (A/4) oldal. Orosz nyelven. Ára: 80,— Ft.

A leningrádi Geofizikai Főobszervatórium (GGO), a bolgár és a magyar meteorológiai szolgálat 13 fős munkacsoportjának több évig tartó munkájával jött létre ez a monográfia.

A hagyományos klimatológiai statisztikai eljárásokkal szemben az utóbbi időben egyre jelentősebbek a másodrendű statisztikai jellemzőkkel kapcsolatos paraméterek — a korreláció, a kovariancia, de mindenekelőtt a meteorológiában leginkább használatos szerkezeti függvény — becslései és azok alkalmazásai. A meteorológiai mezők vizsgálata során ezek a mennyiségek — és így a monográfia anyaga is — közvetlenül alkalmazható:

a) a meteorológiai állomáshálózatok tervezésében, b) meteorológiai mezők objektív analízisében, c) a különböző pontokban észlelt adatok interpretálásában, nem különben d) a megfigyelések kontrolljának megszervezésében.

Bár a másodrendű statisztikai jellemzők struktúrájával kapcsolatos vizsgálatok nem túl hosszú múltra tekintenek vissza, máris nehézséget jelent a helyenként eltérő és időben is változó módszertan áttekintése és rendszerezése. E nehézségek felszámolásában is jelentős előrelépést jelent a monográfia. Az *első fejezet* a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetének általános tulajdonságait, a statisztikai jellemzőket és becslésükre alkalmazott módszereket tárgyalja. A fejezet rendet teremt a jelölésekben és a fogalmi rendszerben, mely önmagában is hasznos olvasmány a matematikai statisztika idevágó fejezeteiben nem teljesen járatlan olvasók számára. Az 1.1. az alapvető fogalmakat, paramétereket és azok tulajdonságait tartalmazza, az 1.2 a paraméterek becslési módszereit, míg az 1.3 — az irodalomban szokásosnál lényegesen részletesebben — a becsléseknek a mintanagyságból adódó pontossági kritériumait és aszimptotikájukat tárgyalja.

A mezők statisztikai szerkezetével kapcsolatos másik nehézséget az áttekintésben az adatok heterogén volta adja. A *második fejezetben*, ahol is a magaslégköri mezőkről van szó, áttekintő táblázat található, melyben a monográfia szerkesztői a kapcsolódó mérési anyagokat és feldolgozásait foglalják össze. A táblázatok nyilván hasznos segítői az e témával foglalkozóknak. A fejezetben általános áttekintés, a nyomás és a geopotenciál, a szél, a hőmérséklet, a nedvesség adatainak rendszerezése, majd a trópusi zónák speciális kérdései találhatóak.

A *harmadik fejezet* a talajközeli meteorológiai mezők statisztikai szerkezetével foglalkozik. Az általános megjegyzések után tárgyalja a hőmérséklet, a nedvesség, a szél, a felhőzet, a sugárzás, a csapadék adatainak feldolgozásait. Ebben a fejezetben is megtalálhatjuk a különböző területekre, évszakra, és módszerrel kapott szerkezeti függvények és egyéb másodrendű paraméterek összefoglaló táblázatát.

A szerzők roppant gazdag anyagot tárgyalnak a mezők statisztikai struktúrájából, bár bizonyos korlátokat kénytelenek maguk elé állítani. Így eltekintenek az idő, és az idő—tér struktúra vizsgálatától, ezzel csak helyenként (bárikus mezők) foglalkoznak és nem vizsgálják a mikroméretű turbulens struktúráit sem.

A monográfia nagyon gondosan szerkesztett, könnyen kezelhető, jól áttekinthető. Fejezetenként az orosz nyelvű szöveget német nyelvű összefoglalók követik. A kötetnek nagyon hasznos része a fejezetenként részletezett és körülbelül 250 hivatkozást tartalmazó irodalomjegyzék. A monográfia minden bizonnyal hasznos segítője lesz a mezők statisztikai struktúrájával foglalkozó meteorológusoknak. Várhatóan a nemzetközi tudományos élet egyik hivatkozási forrása, kézikönyve lesz.

Gulyás Ottó

HENTSCHER, Gerhard: Das Bioklima des Menschen (*Az ember bioklimája*). VEB Verlag Volk und Gesundheit, Berlin, 1978. 183 A5 oldal, 19 ábra, 25 táblázat. Ára: 6 NDK márka.

A szerző az NDK meteorológiai szolgálatához tartozó Bioklimatológiai Kutatóintézet igazgatója, a természettudományok doktora. A könyvet a Népegészségügyi kiadó „Thesaurus” c. sorozatában jelentette meg.

A kötet a most nálunk is időszerű, színvonalas tudományos ismeretterjesztés jegyében íródott. Ezt a célt a szerző munkája során végig szem előtt tartva, igen nagy súlyt helyezett arra, hogy a leírt ismeretanyagot és magyarázatokat száمانyaggal kösse össze, valamint, hogy a gya-

korlati kérdések megválaszolásához olyan irányszámokat adjon, amelyekből számszerűen, nagyságrendileg, vagy legalábbis kvalitatíve becsülhető a szóban forgó biológiai tényező vagy hatás.

Bioklimán a szerző légköri környezet komplex fizikai és kémiai sajátosságait érti, amelyben az emberi lét lehetséges, és amely állandóan hat az emberre.

A tárgyalt anyaghoz feltétlenül szükséges terjedelemben foglalkozik a légkör — mint gáz-elegy — összetételével, majd fölépítésével (szférák), s egyenként a bioklíma elemeivel, sok esetben normál-, szélső-, gyakorisági értékekkel vagy komplex bioklimatológiai paraméterekkel jellemezve azokat. A jellemzőszámok túlnyomó része Potsdamra vonatkozik, érvényességük Közép-Európára terjeszthető ki.

A tárgyalás során az elemek sorrendje nagyjából a klímaelemek szokásos tárgyalásának logikus sorrendjét követi, így a sugárzás, hőmérséklet, nedvesség, felhőzet, csapadék, szél stb., de a fejezeteken belül és a további részekben az elemeket természetesen mindig bioklimatológiai szempontból is értékeli, elemzi. Pl. a sugárzás c. fejezetén belül a fény (megvilágítás) tárgyalása során rámutat, hogy a globálsugárzás [cal/cm² nap] értékei közvetlenül átszámíthatók [kilolux-óra/nap] értékekre, azaz megvilágításerősségre, ami azért is célszerű, mert hosszabb sorozatú fénymérésadatok alig vannak. Ebből — többek között — konkrétan megadja, hogy ősszel és télen a felhőzet a szabad területen 40—50, nagyvárosokban a felhőzet és a városhatás együttesen 60—70 %-kal megrövidíti a nappali világosság időszakát, amelynek kritériumaként a ≥ 7000 lux megvilágításerősséget veszi.

Az ún. „sötét napok” (megvilágítás erőssége < 7000 lux) gyakoriságát [%] táblázatban összehasonlítja egy szabad területen (Potsdam) és egy erősen városi hatás alatti területen (Berlin-Rummelsburg). A számok önmagukért beszélnek; míg pl. novemberben Potsdamban a „sötét nap” relatív gyakorisága 7%, Berlin-Rummelsburgban 26%, s ez utóbbi csaknem négyszeresen nagyobb érték.

A biológiai nagyon értékes UV sugárzás hullámhossz-tartományai közül a középső UV-B 280—315 nm, relatív intenzitásának évi menete azt mutatja, hogy október közepétől február végéig az alföldeken gyakorlatilag nincs UV sugárzás, s ez az időszak a nagyvárosokban és iparvidékeken még hosszabb. Ezekben a hónapokban csak a magasabb fekvésű helyeken számíthatunk UV hatásra, ugyanis a Nappól származó UV sugárzás a magassággal 1000 m-enként 15%-kal erősödik és ezt a sugártartalmat az esetleges hófelszín visszaverése megduplázza. E két igen rövid fejezet (I—II oldal) csak kivonatossággal ismertetőjele is érzékelteti, hogy kevés, de jól megválasztott számanyaggal milyen módon írja le a szerző a bioklíma-tényezőket.

A második rész a bioklíma hatásaival foglalkozik, tehát a levegőkörnyezet kémiai és fizikai tulajdonságai és az élő szervezetek, pontosabban az emberi szervezet közötti kapcsolattal. A bioklíma hatásait e részben is gondosan megválasztott számanyaggal adja meg. Tárgyalásra kerül a hőfelvétel, hőleadás, hőszabályozás, a lehülési érték, az effektív hőmérséklet, a fűleltség, a pszichofizikai fényhatások, az oxigénellátottság, a levegő szennyezettsége, a levegőhigiéniai feltételek az NDK-ban, a por, a kén-dioxid, a szezonális betegségek, a halandóság és halálozás stb., a felsorolás sem lehet teljes itt, olyan sokféle tényező.

A bioklíma hatásainak megismertetése után a harmadik részben a felhasználásra és módosításra mutat rá a szerző, arra, hogy az erdő, a vízfelületek, a part, a napfürdő, a tengeri fürdőzés, a középhegységek és völgyek, a magashegységek, az évszakok stb. milyen bioklíma hatásokat keltenek.

E gazdag tartalmú könyvecske teljességgel meggyőz arról, hogy az ember létezésének az élelmezés mellett legjelentősebb életfeltétele a bioklíma. Célkitűzését — a népszerű tudományos ismeretterjesztést — a szerző a legmesszebbreményően dicsérendő módon oldotta meg. Sok értékes, hasznos adatot, rövid, közérthető, világos magyarázatokkal ellátva közöl, mindenre kitér, amit a tudományban e téren eddig elértek, szem előtt tartva a gyakorlati alkalmazhatóságot és a mai ember érdeklődését és érdekeit.

Lőrincz Anna

Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, H. 1—28, Wien 1967—1977. (In: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, Publikations Nr. 184—224)

Amióta a klasszikus klimatológia mellett — itt-ott helyette — kifejlődtek a matematika, a számítástechnika, az atom- és az űrkutatás különböző, szinten a legutóbbi időkben felfutott ágainak alkalmazásával művelt új meteorológiai kutatási ágazatok, mint pl. a statisztikai meteorológia, a modellmeteorológia, a paleometeorológia, sőt talán az űr- (bolygó-) meteorológiát is ide sorolhatjuk, felmerül a kérdés, hogy van-e értelme, hasznos-e régóta folyamatosan publikált ún. klasszikus klimatológiai kiadványok, kiadványsorozatok további kiadásának. A kérdésre érdemleges választ akkor remélhetünk, ha olyan kiadványsorozat mai számait nézzük meg, amelyek sok évtized óta ma is folyamatosan megjelennek.

Ilyen vizsgálódásra alkalmasnak látszik az osztrák meteorológiai szolgálat 1850-től megszakítás nélkül megjelent sorozata — 1977 végéig 224 jelent meg — mert benne az éghajlati tárgyú tanulmányok, adatközlések, „in extenso” publikációk aránya a nem éghajlati jellegűekhez

képest ma is jelentős. Ezen a sorozaton belül 1966-ban megindult az „Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik”, s ezideig ebből a sorozaton belüli sorozatból 28 füzet látott napvilágot. Közülük tizenháromnak a témáját a geofizika területéről vették a szerzők, tizenötét pedig a meteorológiáról. Megjegyezve, hogy még a geofizikai témájú tanulmányok egyike-másika is érdeklődésünkre tarthat számot — így pl. mindjárt az első, *O. Eckelnek a Traunsee függőleges hőmérsékleteloszlását* taglaló dolgozata érdekes lehetőséget nyújt az időjárás kutatóinak a makroszinoptikus helyzetek hatáserősségének objektív elhatárolására — a tisztán meteorológiai tárgyú tanulmányok pedig kivétel nélkül nagyon érdekes, korszerű és további vizsgálódásokra ösztönző tudományos eredményekkel ismertetik meg az olvasót.

A meteorológiai tanulmányok közül háromnak a tárgya szinoptikai, a többi 12 éghajlati (alkalmazott meteorológiai). Ezek közül 5 városklímával, környezetannal (egy kimondottan aerológiával) foglalkozik, 2–2 a különböző csapadékformákat és a Fertő tó éghajlatát, hidrometeorológiáját tárgyalja, egy-egy pedig Ausztria felhőzeti viszonyait, napfénytartamát, illetve a WMO centenáriuma kapcsán az osztrák meteorológiai szolgálat fejlődését ismerteti. Erről az utóbbiról főleg Ausztriára vonatkozó értékes és fontos voltát elismerve, itt csak annyit állapítunk meg, hogy tudománytörténeti anyaga (különösen *J. Willfarth: Die Entwicklung der Meteorologie in Österreich, K. Cehak: 100 Jahre Internationale Meteorologische Zusammenarbeit, F. Steinhauser: Die wissenschaftlichen Beiträge der Wiener Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik zur Umweltkontrolle* c. tanulmányok) magyar szempontból is számos összevetésre, elfogadásra, esetleg megvitásra alkalmas megállapítást tartalmaz.

Terjedelme, témájának jelentősége és mindenek fölött gazdag adatanyaga alapján ki kell emelnünk a sorozaton belüli sorozat 12. számát, amely *F. Steinhauser* tollából és — ez nyilvánvaló — a bécsi intézet munkatársainak szakavatott, szorgalmas közreműködésével irigylésre méltó gazdag napfénytartam-anyagot adott közre. Kiténik ez a körülmény a megfigyelési periódus hosszából: kerekén 40 év (1929–1968) adataiból számított átlagos havi és napi napfénytartam, lehetséges napsütés és napi menet (abszolút és viszonylagos óragyakoriság) értékeket közöl — összesen 135 állomásról. Igen, 135 állomásról! Európában — de nyilván a többi földrészen is — párájt ritkító ez az állomásszám. Ha a szomszédság okán csak a mi hasonló kiadványainkban közölt adatokkal vetjük össze a fentieket, akkor (bár nálunk az utóbbi években három napfénytartam- és sugárzásadatokat közlő nagy mű jelent meg s ez jelentős teljesítmény az éghajlati irodalomban) a mi legtovább napfényadatot közlő kiadványunknak, a *Magyarország Éghajlati Atlasza II. (Adattár)* c. kötetében 41 állomás napfénytartam-adatait találjuk, igaz nem 40, hanem 50 év megfigyelései alapján (1901–1950). De még így is feltűnő Ausztria több, mint háromszoros állomássűrűsége a miénkkel szemben. Persze nem hagyhatjuk figyelmen kívül, hogy szomszédunk országának természeti viszonyai, különösen felszínének rendkívül tagolt volta, lényegesen sűrűbb állomáshálózat fenntartását teszi szükségessé ahhoz, hogy a miénkkel azonos értékű információt tudjanak az osztrák klimatológusok adni.

A sorozat többi tagja hasonló erényekkel dicsekedhetik: szakszerű, korrekt, könnyen áttekinthető adatesoportosítás jellemzi mindegyiket. Külön hangsúlyozható, hogy a *szakmai* jelzővel való minősítés itt nemcsak az éppen érvényben levő nemzetközi egyezményekben rögzített követelményeknek való megfelelést jelenti, hanem azt az eléggé nem értékelhető különleges minőséget is, amellyel osztrák kollégáink a közölt adatokat az egyes elemek természetének megfelelően alakítva, csoportosítva úgy állították össze, hogy információtartalmuk tovább bővüljön. Áll ez a már ismertetett napsütésadatokra, de érvényes a sorozat már érintett 1. számára éppen úgy, mint a sok más kitűnően hasznosítható tulajdonságot felmutató városklimatológiai, alkalmazott éghajlati tanulmányra, a *H. Tollner — W. Mahringer — F. Söberl* tollából megjelent 20. számra: *Klima und Witterung der Stadt Salzburg*. De ilyen *K. Cehak*-nak a sorozat 23. számaként megjelent *Die Zahle der Tage mit Tau und Reif in Österreich* c. monográfiája, aki szokatlanul eltérve az éghajlati szakirodalomban kialakult gyakorlattól, egyesített harmat és zúzmara éghajlati térképeket is közöl. Munkáját elmélyült elméleti megalapozás teszi elfogadhatóvá és gyakorlatilag is hasznosíthatóvá. Jól illik *K. Chalupa: Ergebnisse der Registrierung der Schwefeloxid- und Summenkohlenwasserstoff-Immission in Wien, Hohe Warte* c., a sorozat 24. számában megjelent tanulmánya ahhoz a bécsi városklimatológiai képhez, amely az osztrák éghajlati irodalom utolsó 3–4 évtizedében közreadott ilyen tárgyú közleményeiből hazánkban is, másutt is kialakult.

Bár a sorozat két utolsó, birtokunkban levő száma (27., 28.) a recenzor szakterületétől távolabb álló időjárás-előrejelzési anyagot tartalmaz (*A. Machalek: Prognosenprüfung im Österreichischen Wetterdienst* és *G. Skoda: Kinematisch-Klimatologische Verlagerung von Kaltfronten und Troglinien*), mégis bevonhatók ezek is abba a körbe, amelyről elmondható ennek az ismertetésnek az elején felvetett kérdésre, hogy ti. van-e értelme, hasznos-e az ún. klasszikus klimatológiai sorozatok további kiadása — az a válasz, hogy ha az ilyen kiadványok hasonlóak az osztrák szolgálat „Arbeiten”-jeihez, akkor nemcsak, hogy értelme van közreadásuknak, de — imperatívuszban szólva — ki kell az ilyeneket adni!

Kéri Menyhért

MEGJELENT

az Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos kiadványaként
a Magyarország Éghajlata sorozat 10. száma:

A NAPSUGÁRZÁS MAGYARORSZÁGON 1958—1972

Szerkesztette: Dr. Major György

A 80 oldalas, 21×29 cm méretű sugárzási atlasz 65 többszínnyomatú térképen bemutatja a sugárzási összetevőknek (napfénytartam, teljes napsugárzás, szórt sugárzás, albedó és sugárzási egyenleg) havonkénti átlagos eloszlását az ország területén; ezzel párhuzamosan 24 táblázatban 12 állomáson a napsütés valószínűségének napi járását s az össz-sugárzás gyakorisági eloszlását, másik 24 oszlopdiagram a szórt sugárzás s a sugárzási egyenleg Budapesten mért napi értékeinek valószínűségét, gyakoriságát mutatja be. Külön érdeklődésre tarthat számot az a 48 diagram amely a napsugárzásból az épületek négy fő égtáj irányába néző függőleges felületeire jutó energiámnnyiség nap összegének havonkénti gyakoriságát, átlagát és szórását ábrázolja, ugyancsak a budapesti mérések alapján.

Megrendelhető az Országos Meteorológiai Szolgálat Gazdasági Osztályán,
Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024 Levélcím: Budapest, Postafiók 38. 1525

Ára: 110,— Ft

A KÖZELMÚLTBAN MEGJELENT METEOROLÓGIAI SZAKKÖNYVEK

1. A METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS KIADVÁNYAI:

- XL. kötet: **A Balaton éghajlata — A Balaton térségének éghajlati jellegzetességei, hő- és vízháztartása, bioklimája** (Szerk.: BÉLL BÉLA és TAKÁCS LAJOS). Budapest, 1974. 316 B/5 lap. Ára vászonkötésben: 150,— Ft.
- XLI. kötet: **A meteorológiai mezők statisztikai szerkezete** (Szerk.: CZELNAI, R., L. S. GANDIN, W. I. ZACHARIEW). Orosz és német nyelven. Budapest, 1976. 364 A/4 lap. Ára fűzve: 80,— Ft.
- XLII. kötet: **HAJÓSY FERENC, KAKAS JÓZSEF, KÉRI MENYHÉRT: A csapadék havi és évi összegei Magyarországon a mérések kezdetétől 1970-ig.** Magyar és német nyelven. Budapest, 1975. 356 A/4 lap. Ára fűzve: 520,— Ft.

2. A METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT KISEBB KIADVÁNYAI:

43. szám: **N. DÁVID ARANKA: Sugárzásháztartás a Fertő tavon** (Magyar és német nyelven). Budapest, 1977. 54 B/5 oldal. Ára fűzve: 25,— Ft.
44. szám: **MAJOR GYÖRGY—MISKOLCI FERENC—MOLNÁR GYULA: A légköri hőmérséklet műholdas szondázásának kutatása Magyarországon** (Angol nyelven). Budapest, 1978. 70 B/5 oldal. Ára fűzve: 25,— Ft.
45. szám: **TAKÁCS ÁGNES—TITKOS ERVIN: Az időjárás előrejelzésének komplex modellje** (magyar és angol nyelven). Budapest, 1978. 97 B/5 oldal. Ára fűzve: 25,— Ft.

×

Megrendelhetők

az Országos Meteorológiai Szolgálat Gazdasági Osztályán,
Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024. Levélcím: Budapest, 1525
Postafiók 38.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024

Levélcím: Budapest, Pf. 38. 1525. Tel: 353-500

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285. Levélcím: Budapest, Pf. 223. 1906

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



Athenaeum Nyomda, 78.0657 Budapest — Íves magasnyomás

Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

Előfizetés: 1 évre 48 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán,
Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024. Levélcím Budapest, Pf. 38. 1525. Megjelenik kéthavonként. Egyes szám ára: 8 Ft

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329