

IDŐJÁRÁS

100 ÉVES

MAGYAR METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
1870—1970

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest),
BAUR, F. (Bad Homburg),
BÉLL B. (Budapest),
BODOLAI I. (Budapest),
BOSSOLASCO, M. (Genova),
BUDYKO, M. I. (Leningrád),
ČADEŽ, M. (Beograd),
CZELNAI R. (Budapest),
DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi),
DONEAUD, A. (București),
ERTEL, H. (Berlin),
HROMOV, SZ. P. (Moszkva),
JAHO, S. (Tirana),
KAKAS J. (Budapest),
KONČEK, M. (Bratislava),
KRASTANOV, L. (Szófia),
MÄDE, A. (Halle/Saale),
OKOLOWICZ, W. (Warszawa),
PASZYNSKI, J. (Warszawa),
PÉCZELY GY. (Budapest),
STEINHAUSER, F. (Wien),
TAKEUCHI, K. (Osaka)

2

4. ÉVFOLYAM

970. MÁJUS—AUGUSZTUS

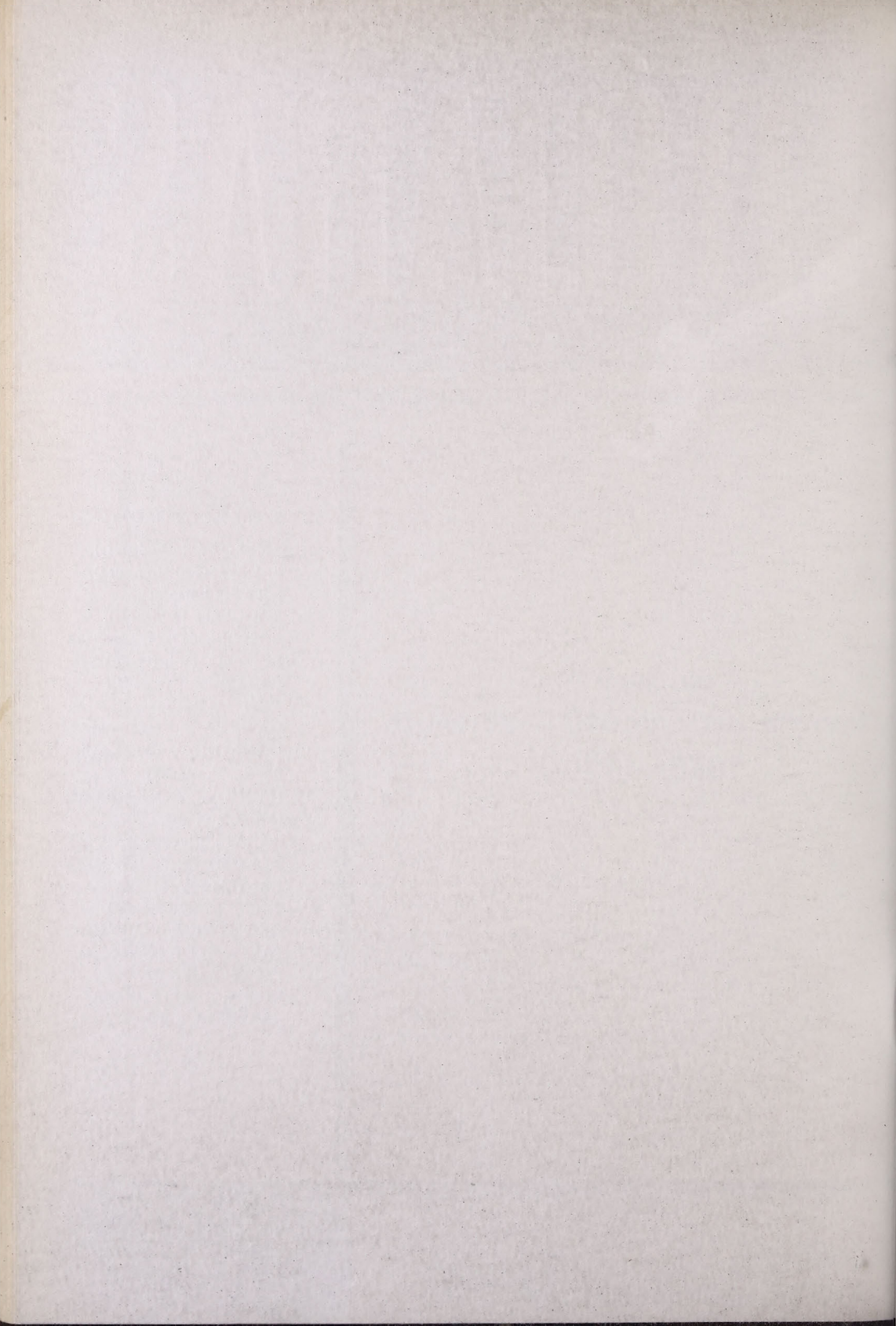
3-4

ELNÖK:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

LŐRINCZ A. (BUDAPEST)



IDŐJÁRÁS

74. ÉVFOLYAM

3-4

MÁJUS—AUGUSZTUS

BUDAPEST

1970

MAGYAR
TUDOMÁNYOS AKADÉMIA
KÖNYVTÁRA

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI:

A. NYBERG a Meteorológiai Világszervezet elnöke, a Svéd Meteorológiai és Hidrológiai Intézet igazgatója, *Stockholm*; K. I. KONDRATYEV akadémikus, a leningrádi egyetem rektora, és munkatársa: L. N. D'JACSENKO, *Leningrád*; R. SCHNEIDER, a svájci meteorológiai intézet igazgatója, a Meteorológiai Világszervezet Európai Régiójának elnöke, *Zürich*; D. TUVDENDORZS, a Mongol Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatának főigazgatója, *Ulan-Bator*; J. VAN MIEGHEM egy. tanár, a Belga Királyi Meteorológiai Intézet igazgatója, *Uccle-Bruxelles*; P. KOTESWARAM egy. tanár, az Indiai Meteorológiai Szolgálat főigazgatója, és munkatársa S. M. A. ALVI, *New Delhi*; F. F. DAVITAJA akadémikus, *Tbiliszi*; F. BAUR egy. tanár, *Bad Homburg*; A. MÄDE egy. tanár, *Halle/Saale*; M. BOSSOLASCO egy. tanár, a genovai egyetem Geofizikai és Geodéziai Intézetének igazgatója, és munkatársai I. DAGNINO és G. FLOCCHINI, *Genova*; K. TAKEUCHI és munkatársa: S. ITO, *Osaka*; KAKAS J. dr., kandidátus, tud. főosztályvezető, Országos Meteorológiai Szolgálat, *Budapest*; BÉLL B. az MTA lev. tagja, az OMSZ tud. tanácsadója, *Budapest*; BODOLAI I. dr., kandidátus, a Központi Előrejelző Intézet tud. főosztályvezetője, *Budapest*; JAKUS E., a Központi Előrejelző Intézet tud. főmunkatársa, *Budapest*; PÉCZELY GY. dr., kandidátus, igazgatóhelyettes, Központi Légekőrfizikai Intézet, *Budapest*; AMBRÓZY P. dr., tud. főosztályvezető, Országos Meteorológiai Szolgálat, *Budapest*.

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

Nyberg, A.: Adalékok a csapadék savasságához (Angol nyelven)	145
Kondratyev, K. Ja. — D'jacsenko, L. N.: A továbbfejlődés jelenlegi szakasza Földünk sugárzáséghajlatának feltárásában (Orosz nyelven)	153
Schneider, R.: A svájci meteorológiai szolgálat automatizálása (Francia nyelven)	160
Tuvdendorzs, D.: A Mongol Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatának és fejlődésének perspektívái (Orosz nyelven)	166
Van Mieghem, J.: Megjegyzések a diszponibilis potenciális energia képleteihez (Francia nyelven)	169
Koteswaram, P. — Alvi, S. M. A.: Szekuláris tendenciák és változások az India területén leesett csapadékban (Angol nyelven)	176
Davitja, F. F.: Az éghajlat és az időjárás hasznosítása népgazdasági célokra (Orosz nyelven)	184
Baur, F.: Beszámoló a rendszeres havi előrejelzések vizsgálatáról (Német nyelven) ..	192
Mäde, A.: Mezőgazdasági szélvédelmi vizsgálatok módszertanáról (Német nyelven) ..	200
Bossolasco, M. — Dagnino, I. — Flocchini G.: Magaslégköri háborgások és a nagy csapadékok (Angol nyelven)	209
Takeuchi, K. — Ito, S.: A légköri turbulens energia-disszipáció mértékének becslése füstgomoly kísérletek alapján (Angol nyelven)	213
Kakas, J.: Ellentmondásos csapadéktérképek Kisáziáról (Német nyelven)	217
Béll, B.: A troposzféra és az alsó sztratoszféra interdiurnus hőmérsékletváltozásai és szezonális hőcseréje Budapest fölött.....	226
Bodolai, I. — Jakus, E.: A meleg szektor szerkezetének jet-modellje (Angol nyelven) ..	239
Péczely, Gy.: Az átlagos hőmérséklet földrajzi eloszlásának matematikai modellje a Kárpát-medence térségére (Német nyelven)	245
Ambrózy, P.: Lee hullámok hosszának számítása és összehasonlítása a műholdak felhőképeiről vett hullámhosszal	251
Irodalom	
Dési Frigyes — Rákóczi Ferenc: A légkör dinamikája (Titkos Ervin)	262
Szepesi Dezső: Légszennyező anyagok turbulens diffúziójának meteorológiai feltételei Magyarországon (Bacsó Nándor)	263
Krónika	264

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

<i>Nyberg, A.</i> : Some Notes on the Acidity of Precipitation (English Text)	145
<i>Кондратьев, К. Я.</i> — <i>Дьяченко, Л. Н.</i> : Современный этап развития радиационной климатологии Земли (По-русски)	153
<i>Schneider, R.</i> : L'automatisation du service météorologique suisse (Texte Français)	160
<i>Тувенддорж, Д.</i> : Гидрометеорологическая Служба Монгольской Народной Республики и перспективы ее развития (По-русски)	166
<i>Van Mieghem, J.</i> : Commentaires sur les expressions données à l'énergie potentielle disponible (Texte Français)	169
<i>Koteswaram, P.</i> — <i>Alvi, S. M. A.</i> : Secular Trends and Variations in Rain-fall of Indian Regions (English Text)	176
<i>Давитая, Ф. Ф.</i> : Проблема овладения климатом и погодой для целей народного хозяйства (По-русски)	184
<i>Baur, F.</i> : Bericht über einen Versuch mit regelmässigen Monatvorhersagen (Deutscher Text)	192
<i>Mäde, A.</i> : Zur Methodik landwirtschaftlicher Windschutzuntersuchungen (Deutscher Text)	200
<i>Bossolasco, M.</i> — <i>Dagnino, I.</i> — <i>Flocchini, G.</i> : Disturbances and Heavy Rainfall (English Text)	209
<i>Takeuchi, K.</i> — <i>Ito, S.</i> : A Floating Smoke Puff for Estimating the Dissipation Rate of Turbulent Energy in the Atmosphere (English Text)	213
<i>Kakas, J.</i> : Widerspruchsvolle Niederschlagskarten über Klein-Asien (Deutscher Text)	217
<i>Béll, B.</i> : Interdiurnal Temperature Variations and Seasonal Heat Exchange in the Troposphere and the Lower Stratosphere at Budapest	226
<i>Bodolai, I.</i> — <i>Jakus, E.</i> : A Jet Model of the Warm Sector (English Text)	239
<i>Péczeley, G.</i> : Ein mathematisches Modell für die Verteilung der Durchschnittstemperaturen im Karpatenbecken (Deutscher Text)	245
<i>Ambrózy, P.</i> : Calculation of Lee Waves and their Comparison with Wave-Lenght Obtained by Satellite Cloud Pictures (Abbreviated English Text)	251
Literature	
<i>Dési, F.</i> — <i>Rákóczi, F.</i> : Dynamics of the Atmosphere (<i>Titkos, E.</i>)	262
<i>Szepesi, D.</i> : Meteorological Conditions of the Turbulent Diffusion of Atmospheric Pollutants in Hungary (<i>Bacsó, N.</i>)	263
Chronicle	264

Some Notes on the Acidity of Precipitation

A. NYBERG, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Stockholm

Adalékok a csapadék savasságához. Az utóbbi évtizedek során a magas kéntartalmú nyersolaj tüzelés növelte a levegő és a csapadék savtartalmát, különösen a koncentrált iparral rendelkező területeken. E megnövekedett savasság hatása korróziót idéz elő a festett fafelületeken, fémeken és kőfelületeken, különösen a mészkőn. Mindez súlyos gazdasági károkat okoz; kihatással van a mezőgazdaságra és halgazdaságra. Vannak helyi effektusok, de olyanok is, amelyek távoli forrásokból eredő szennyezett levegő transzportjából adódnak. Ezek az effektusok csak meteorológiai paraméterek segítségével tanulmányozhatók, ezért e probléma nagyon érdekes a Meteorológiai Világszervezet számára. A dolgozat rövid leírást ad a Svédországban e téren végzett munkáról.

*

Несколько замечаний о кислотности осадков. За последние десятилетия сжигание тяжелой нефти, богатой серой, повысило кислотность воздуха и осадков, особенно в высоко-индустриализированных районах. Влияние возросшей кислотности заметно выражается в коррозии окрашенной древесины, металлов и камня, особенно известняка, и приводит к большому экономическим потерям. Обнаруживается также влияние на сельское хозяйство и на жизнь рыб. Кроме локальных эффектов имеется и влияние переноса загрязненного воздуха из отдаленных источников. Эти эффекты можно изучать только с помощью метеорологических параметров, и поэтому проблема близко касается ВМО. Дается краткое описание некоторых работ, проведенных в этом направлении в Швеции.

*

Introduction

For his existence man must use nature and its resources in some way. He has always lived upon plants and animals, in many places he has burned the wood for cultivating crops, he has built dams for the use of water for irrigation or power production and he has used rivers and lakes for waste waters. As the density of population is increasing and the standard of living goes up the infringement upon nature has become greater and greater and the non-desirable effects become more evident. Some of these effects are perhaps due to single accidents, others are created by persistent thoughtlessness or carelessness. Among the events due to the first factor are the catastrophe caused by the shipwreck of a big oil tanker in the English Channel in March 1967 and the total death of fish in the northern part of the river Rhine in June 1969 caused by poison released into the river. Among the effects caused by the second factor we can mention the release of gas and smoke from many mills and factories and these types of non-desirable effects are perhaps of greater interest to meteorologists.

The local release of gas and smoke leads sometimes and in some weather conditions serious effects and I want to recall the big smog accident in London in 1952, when the number of deceased persons increased considerably up to several thousands in a few days above the normal rate of death.

Harmful effects of air pollution

The effect of the emissions of pollution is manifold. One of the problems which has been studied by several investigators is related to health. Though no definitive proof has been given it seems likely that both sulphur in SO_2 or SO_3 and small particles containing sulphur even in low concentrations contribute to the negative effect of polluted air on human health. It is shown statistically that already an amount of sulphur amounting to $0,30 \text{ mg/m}^3$ in connection with some smoke particles has a detrimental effect on the health of some people. The effect of SO_2 increases if it is present in the form of an aerosol. Although most doctors studying this matter agree that there is a definitive effect, there is no general agreement as to the size of the effect upon human beings.

Plants and trees are also influenced by polluted air and the influence may be twofold. At first, if the soil is of an acid type the acid precipitation caused by the SO_2 increases the acidity of the soil so that some plants will show a much smaller productivity. This can be compensated by an increased fertilizing with alkaline material. The cost of such a fertilization is considerable but the amount needed depends very much on the soil and its ability to neutralize the acid precipitation. This can especially be expected to be done in areas where the soil contains plenty of chalk or lime. Secondly in cases of extreme acidity in precipitation parts of plants or trees above the soil may even be destroyed by the precipitation.

It has also been found* that in some cases the acidity of waters in rivers due to acid precipitation is increased to the extent that some salmon fish, which does not thrive in acid water, vanishes and less valuable fish takes over the grounds.

Another field where the acidity of the precipitation has a very large effect is corrosion and this refers to iron, steel, even what is called stainless steel, and also to other metals like zinc and copper. There is also corrosion on wood and painted objects and on building material like chalk and sandstones. The corrosion varies considerably from place to place.

It has been estimated that the total economical loss in Sweden amounts to the order of one thousand million Swedish kronor corresponding to about 200 million dollars a year.** As the industrial activity increases from year to year more smoke is being released and at the same time it seems that in many places the use of heavy oil as fuel has increased. This oil has a higher content of sulphur than the light oil used in past years. The acidity is mainly due to SO_2 although in some places other acids like nitric and chloric acid may increase the acidity locally.

In recent times air pollution has thus become one of the main factors to be considered in urban and industrial planning. The authorities engaged in planning are asking for scientific information on the distribution and concentration of atmospheric pollution, its development with time, its main sources and mechanisms of transport and dissemination. Such information is also needed for eventual regulation or prevention of harmful air pollution. Research has started in many countries, but this is a new branch of science which still has to establish suitable observation methods and ways of processing observations.

* Communication by Mr. P. Dannevig, Meteorological Institute, Norway

** Communication by Mr. E. B. Bergsman, Swedish Corrosion Institute

Up to now the air pollution problem has been approached mostly from the point of view of chemistry and medicine but other disciplines are deeply involved, not the least meteorology.

The World Meteorological Organization, WMO, paid increasing attention to this problem during the last years. A scientific working group of its Commission on Atmospheric Sciences was established some years ago with the view to develop methods of observation and research. At the last WMO Executive Committee session a Panel for "Meteorological aspects on air pollution" was set up to advise the Executive Committee and to co-operate with international organizations engaged in the problem of air pollution.

In view of the important and far-reaching decisions which in all countries will be based on the results of research in this field it is an urgent task to start interdisciplinary investigations, in which due consideration should be given to the many different factors involved, in order to arrive at realistic appraisals of the magnitudes of these factors.

The trend of acidity in precipitation

The local dilution of emitted smoke has been studied by several meteorologists (H. Slade [1]) and it has been shown that the dilution to a large extent is depending upon such factors as the wind velocity and the vertical distribution of temperature. In general it can be said that the strongest concentration of pollution is obtained when a temperature inversion exists at or near the ground and when the wind is very light. It has also been shown by several investigators, e. g. R. Scorer [2], that if the same amount of pollution is sent into the atmosphere it is advantageous for the area close to the emitting source that the outlets of the furnaces are combined into one big chimney which properly designed will carry the smoke up to great heights and in this way decrease the pollution as compared to the effect of a large number of small chimneys. At greater distances, however, the amount of pollution coming down to the ground will normally be reduced only slightly by the use of high chimneys and for practical purposes one can assume that at some distance we get the same result whether we have many small sources of smoke in a town or only one or a few sources with high chimneys.

Observations of the corrosion on identical steel plates have been made at several places at various distances from a factory, emitting air strongly polluted by SO_2 . The results show a rapid decrease of corrosion with the distance from the source, except for the immediate vicinity of the high chimney*. From these results one can draw the conclusion that the air pollution varies in the same way i. e. rapidly decreases with the distance from the source.

When studying the variations of corrosion within Sweden one must take into account the effect of temperature and relative humidity. There is a much lower temperature (and also less SO_2) in the very north e. g. at Abisko than in southern Sweden. Bresle and Nylén [3] have shown that the corrosion on steel during 15 years 1938—1952 in Erken 60 km north of Stockholm was 2.8 times larger and in Flahult in southern Sweden 3.5 times larger than in Abisko. In Stockholm on the other hand the corrosion was 13 times larger than in Abisko, which shows the dominating influence of the local sources of pollution on corrosion in Stockholm.

S. Odén [4] has studied samples of monthly precipitation from several stations during the period 1954—1967. He has computed the yearly mean values of pH as ΣpH_i : 12 and from the variation of these yearly values he concludes that the increase

* Communication by Mr. A. Bresle, Stockholm

of the acidity of precipitation with time in Scandinavia is quite large See *Fig. 1*. A similar, although less marked, increase has been found by him also in the Netherlands, Belgium, Germany, France, U. K. and Ireland. G. Persson [5] has treated the same data differently. He has computed the yearly mean values of pH as $\log \frac{\sum H_i P_i}{\sum P_i}$

where H_i is the hydrogen ion concentration and P_i is the monthly precipitation. This gives a greater influence to the acid months and the apparent trend of decreasing yearly values of pH is strengthened compared to Odén's values. If these results are valid, then the question arises whether the increase in Scandinavia is caused by an

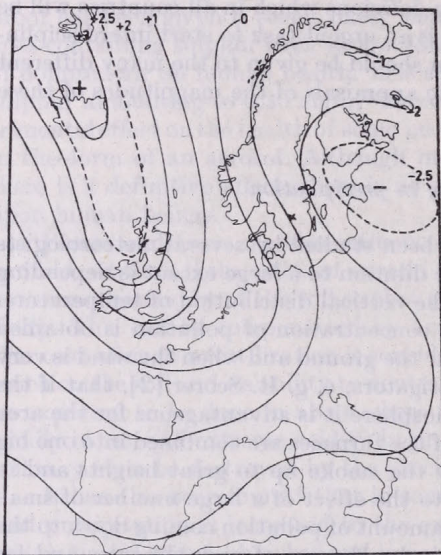


Fig. 1. The deviation in mb of the air pressure 1955 from the mean air pressure 1901—1939. x marks the station Velen.

increased emission in this area or whether it is due to the flow of air by currents from more industrialized areas in Central-Europe. This question has to be settled in order to decide in what way the reduction of polluted emissions should be arranged. If most of the pollution emanates from local sources, most of the activity must be directed to the suppression of the local emissions, whereas the problem is a more international one if the pollution comes from far away.

The geographical origin of acidity

S. Odén [4] states that a large part of the acidity originates in Central-Europe. I have studied the regional flow of air over Europe during the period 1954—1969. See *Fig. 2* and *3*. It seems that the years 1955 and 1956 had a much more northerly flow over Scandinavia and Western-Europe than normal years. In 1966 on the other hand there was a south-easterly component. The relation between the acidity of precipitation and the mean flow is of course rather complicated, nevertheless it has been found, as described below, that in Scandinavia northerly air streams in general give higher pH-values i. e. less acidity than southerly streams. It should be noted as an important fact that northerly winds are often unstable so that locally produced SO_2 is carried upwards and transported far away whereas in southerly winds this transport is less pronounced. In the years 1955 and 1956 with a northerly flow component unusually high pH-values were measured and in 1966, with the south-easterly flow com-

ponent there was correspondingly a lower pH-value. If this is taken into account it is clear that the apparent increase of the acidity with time to a high degree is depending on the weather during the period chosen. As a matter of fact values from 1967, 1968 and 1969 give considerably higher pH-values at the station Flahult than the years before as shown by the *fig. 1*. This does not confirm the rapid increase with time of the acidity first obtained by Odén. As a matter of fact it is questionable whether it is permissible to draw any conclusion at all from Odén's data as regards a definite trend in the acidity of precipitation.

E. Eriksson [6] has compared the pH-values for water from some lakes in western

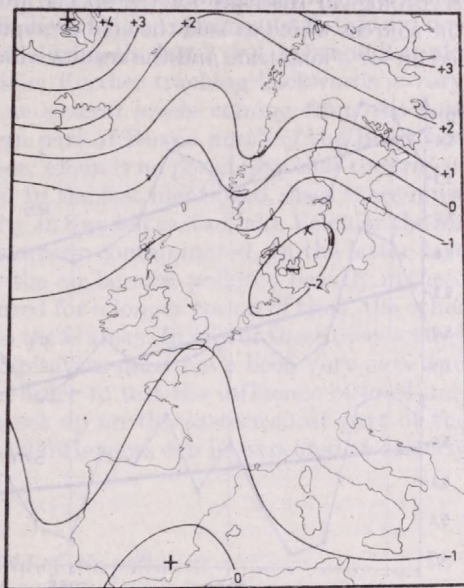


Fig. 2. The deviation in mb of the air pressure 1966 from the mean air pressure 1901—1939. x marks the station Velen.

Sweden during two periods 1930—1945 and 1958—1967. He finds a decrease of pH of about 0.4 units. Assuming that there is no change between these periods in observational methods, that there is no increase of industrial pollution of the waters and that the acidity of precipitation is the only cause of variation in the acidity of the surface waters, one finds that there is an increase in the hydrogen ion concentration of about 2% per year. From comparisons of observations of the corrosion in places without industries in Sweden during the two periods 1938—1953 and 1958—1967 published by Trägård [7], Härlin [8] and Bresle and Nylén [3] it appears that there is an average increase of just about 1% per year. In the big industrial cities the increase was about 5% per year. As the main reason for corrosion is the content of SO_2 it may be assumed that the general increase of SO_2 is likewise about 1% per year. This is a rough figure since climatic fluctuations from the 1940: ties to the 1960: ties may also contribute to the difference in corrosion.

There are some other facts in the earlier studies of the acidity of precipitation which must be considered to be less satisfactory. Most of the observations of the acidity of precipitation up to 1969 and all those discussed here were carried out by taking monthly samples. In these cases it is difficult to find the source of the air-masses which have given the acidity of the precipitation. It was also difficult, especially in the beginning, to avoid contamination of the precipitation by insects or even birds.

Even with daily measurements there are difficulties in determining the source of the pollution. One doesn't know for certain how long the sulphur exists in the air before it is sedimented to the ground or is washed out by rain. The residence time of sulphur dioxide may be anything between half a day and some weeks. Large solid particles of course fall out most rapidly.

Some trajectory studies

In the beginning of 1969 a station was set up by the Swedish Meteorological and Hydrological Institute for the special purpose of giving data for a determination of the sources which caused the acid precipitation. The experiments have not been carried on for a long time and the results which have been obtained so far are not solving

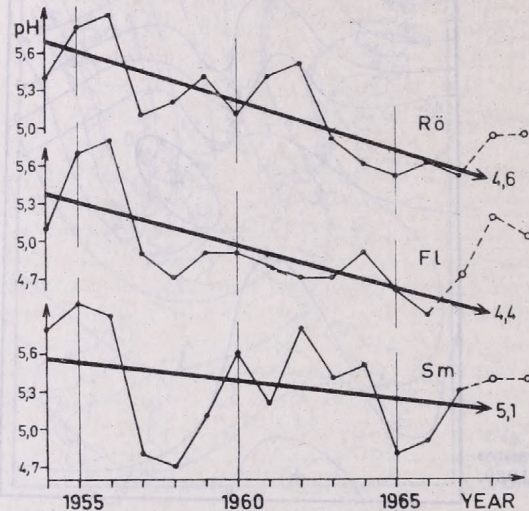


Fig. 3. Yearly pH-values based on observations at the stations Röbbäcksdalen in northern Sweden and Flahult and Smedby in southern Sweden. Points mark values by Odén, x values obtained by Persson, o obtained by the author using Odén's method. The straight line is the regression line obtained by Odén.

the problems, but the following may still be communicated in a preliminary way. The station was set up at the lake Velen, a place in the central part of southern Sweden but in a non-industrialized area, where a rather intensive study of meteorology and hydrology is carried out in connection with the Hydrological Decade. At every occasion of precipitation at the station a quantity of water has been collected in a special bottle which has been sent in to the laboratory at the Institute in Stockholm, where the samples have been analysed. A check has shown that the acidity of the water in the bottle does not change during the time between taking of the sample and the analysis. The meteorological institute at the University of Stockholm has a program of collecting samples of air from aeroplanes in various levels over the lake Velen but no results from these studies are available yet.

The acidity does not change very much with time during each period with continuous precipitation. In some cases, however, there is a slight increase with time in the pH-value. An effect of washing out of the acid by precipitation must evidently exist but it is not clearly verified by these observations.

Through analysis of aerological charts trajectories have been computed either by hand or with the aid of a computer for the air arriving above the lake Velen at the time of precipitation in the levels 850 mb, 700 mb and 500 mb. Velen is situated in a non-industrial area.

In several cases air coming straight from the Atlantic Ocean had relatively low

acidity, pH = 5 or even higher. The maximum pH-value 6.0 was observed on August 14 1969 in a very unstable air mass. The location of the air 48 hours before was the northern Baltic. It seems that the air, in a high pressure cell, recently had descended from higher levels, where the content of SO₂ most likely is lower. On the other hand, the lowest pH-values 3.8 or 3.9 were measured in precipitation from air masses*), which half a day or one day earlier had passed over the western part of Central-Europe which is an intensive source of SO₂. The low pH-value is therefore not surprising. However, just as low pH-values were obtained on other occasions, once when the air had moved very rapidly to southern Sweden from the western part of the Atlantic. No precipitation was falling during several days in this air mass and therefore SO₂ could not have been washed out during these days. On the other hand the air did not move for any long period over industrial areas during the last 3 or 4 days and it could hardly be very much polluted during this time. Further tracking backwards is very uncertain. At other occasions trajectories at several levels coming from the east originated 48 hours previously in the southern part of Russia north of the Black Sea or over Poland, Hungary, Bulgaria and Greece. There is no possibility that the trajectories are considerably wrong in these cases. In the last mentioned cases there must have been either some strong source of acidity in Sweden east of lake Velen or the air coming from Eastern-Europe must have been very contaminated. In the latter case there are then two possibilities. One is that the air became polluted heavily in these areas, perhaps because no precipitation occurred for a longer period of time, the other is that the polluted air had been brought into these areas. In any of these cases a large part of the fall-out directly or through precipitation must have been very slow and polluted air must have travelled very far. In order to test the influence of local industries a second observing station is being set up on the eastern-most part of the Island of Gotland in the Baltic, where no local influences can be expected at easterly winds.

Co-operation in the field of air pollution

The question of the source of the very acid air may not be definitely solved unless a network of observations of the pH-values in the precipitation is organized all over Europe. This is a meteorological matter which should be attacked seriously. In spite of the difficulty in following the movement of the polluted air and the variable residence time of SO₂ one can hope for valuable information this way. At the same time observations of several other constituents in the chemical composition of the precipitation should be observed at some stations as recommended by the WMO Panel on Meteorological Aspects of Air Pollution. This recommendation was approved by the Executive Committee of WMO at its 22nd meeting in 1969 (See also Eriksson [9]).

There are several problems connected with the transport of solid sulphur particles and with the SO₂ and its absorption by liquid particles in the air, some of which have to be solved by chemists.

One other chemical question has been discussed by Eriksson [6] who has pointed out that one should take into account the effect of the alkalinity in the precipitation. If the precipitation contains carbonates the CO₃ ions will partly associate with hydrogen ions to HCO₃ ions thus reducing the number of free hydrogen ions. The acid effect of precipitation should therefore be expressed as the difference between the total acidity and the total alkalinity. This seems correct for agricultural purposes and for

* Air mass in this context is not the same concept as meteorological air mass because contamination occurs in a quite another way than heating and cooling.

studies of waters in lakes and rivers, whereas for other purposes like studies of corrosion the use of uncorrected pH-values may be preferable. A further study of this question is desirable.

The question of the transport of the air is a meteorological one and should be tackled by meteorologists. The total complex of the pollution problems can on the other hand only be solved by broad interdisciplinary co-operation between experts in many fields.

Conclusions

1. There is a great variability in the acidity of the yearly precipitation. One should therefore not draw conclusions concerning trends from observations during only a few years. However, on the basis of long series of observations it may be stated that there seems to be a general upward trend in the acidity of precipitation in Scandinavia during the last decades.

2. Pollution of air depends of course on the time air remains in source regions. The pollution is reduced by precipitation but where no precipitation occurs in a contaminated air mass, pollutants can be transported for many days over long distances.

3. Air coming directly from the Atlantic gives a precipitation which often, but not always, is less acid than air coming from Central or Eastern-Europe.

4. Rather little effect of washing out of the acid during single occasions of rain has been observed.

5. From observations of corrosion in several places in Sweden during two different periods one can conclude that the total increase in the background pollution of SO₂ in Sweden during the last 3 decades amounts to about 1% per year, whereas in the big industrial cities the increase amounts to 5% or slightly more. This indicates that the local sources of SO₂ are of greater importance than distant sources, although even distant sources play a role which has to be considered. However, a definitive answer as to the question of the relative importance of local and distant sources of the acidity of precipitation can be given only after the establishment of a station network measuring atmospheric pollution.

Acknowledgement

I wish to express my thanks to Miss Ann-Beate Henrikson who computed a number of air trajectories.

(Manuscript received: 5. Jan. 1970).

LITERATURE

- [1] D. H. Slade: Meteorology and atomic energy 1968. TID-241 90 U. S. Atomic Energy Commission. Oak Ridge, U. S. A. 1968.
- [2] E. Scorer: Air pollution. Pergamon Press, London 1968.
- [3] A. Bresle och P. Nylén: Studier i stals atmosfäriska korrosion. Jernkont. Ann. 152 (Swedish with English summary) Stockholm 1968.
- [4] S. Odén: Nederbördens och luftens förorening — dess orsaker, förlopp och verkan i olika miljöer. Ekologikommitténs publ. nr 1. Statens naturvetenskapliga forskningsrad. (Mimeographed in Swedish) Stockholm 1968.
- [5] G. Persson: The acidity and the concentration of sulphate in precipitation over Europe. The Swedish national nature conservancy office. Mimeographed Stockholm 1968.
- [6] E. Eriksson: Svaveldioxid och nederbördens förorening. Fakta och spekulationer, IVL-publikation A 28 (In Swedish) Stockholm 1969.
- [7] K. F. Trägård: Försök med omalat stal. (Swedish) IVA:s korrosionsnämnd. Medd. nr 13 1957.
- [8] A. Härlin: Rostningens förlopp. (Swedish) IVA:s korrosionsnämnd. Medd. nr 13 1957.
- [9] E. Eriksson: The importance of investigating global background pollution. WMO, Geneva 1969.

Современный этап развития радиационной климатологии Земли

К. Я. КОНДРАТЬЕВ и Л. Н. ДЬЯЧЕНКО, *Отделом Физики Атмосферы
Ленинградского Университета, Ленинград*

A továbbfejlődés jelenlegi szakasza Földünk sugárzáséghajlatának feltárásában. A tanulmány egybeveti a földfelszín-légkör együttes rendszerre a sugárzási egyenleg és összetevői (albédó, hosszuhullámú kisugárzás) számítások és műholdas mérések alapján megszerkesztett éghajlati térképeit, továbbá a sugárzáségyenleg átlagos, meridiánmenti profilját. Az összehasonlítás feltárja azt, hogy a sugárzáségyenleg számított értékei lényegesen alacsonyabbak, amit a számításokkal meghatározott albédó túlzottan magas értéke okoz. Szerzők kifejtik véleményüket ezen eltérések okairól.

*

Present stage of development of the researches on the radiation climatology of the Earth. Comparison is made between climatological maps representing calculated and by satellites measured values of the radiation balance of the system "earth surface—atmosphere"; of its components (albedo, long-wave radiation) and of the average meridional profiles of the radiation balance. It has been found that the considerable inferiority of the calculated radiation balance is caused by the extremely high calculated values of the albedo. Reflections are made on the causes of the divergence.

*

Успехи теории климата и численного моделирования общей циркуляции атмосферы выдвинули на передний план проблему численного прогноза погоды на срок до двух недель. Практическое решение этой проблемы возможно лишь при использовании электронных вычислительных машин, обладающих быстротой, превышающим примерно на два порядка величины показатель лучших современных образцов вычислительной техники. Прототипы подобных машин уже разрабатываются.

Боле серьезные трудности состоят в необходимости располагать исходными данными о полях основных метеорологических элементов для всей планеты. Решение этой задачи будет достигнуто в результате осуществления программы Всемирной службы погоды (ВСП). Важным элементом ВСП является Программа исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП). По-видимому, уже в середине 70 г.г. глобальная система метеорологических наблюдений станет реальностью.

Третья, и наиболее серьезная, трудность реализации численных долгосрочных прогнозов погоды состоит в неадекватности современного уровня понимания закономерностей физических процессов в атмосфере, определяющих изменения погоды и климата. В особенности это касается проблемы энергетики атмосферы и притоков тепла, приобретающей исключительно важное значение при рассмотрении процессов большой длительности, когда существенно проявляется их неадиабатичность.

Отметим в этой связи, что в работе [1] можно найти характеристику современного состояния исследований радиационных факторов погоды и климата. Здесь мы ограничимся обсуждением круга вопросов, связанного с изучением прихода-расхода тепла для Земли как планеты (системы «земная поверхность-атмосфера»).

До недавнего времени наши представления о закономерностях планетарного распределения радиационного баланса системы «земная поверхность-атмосфера» основывались почти исключительно на использовании расчетных данных [2, 3, 4, 5, 6].

Актинометрические данные метеорологических спутников впервые позволили осуществить сравнение расчетных климатологических карт планетарного распределения радиационного баланса системы «земная поверхность-атмосфера» с экспериментом. Однако на первом этапе исследований такое сравнение могло быть лишь достаточно условным, поскольку экспериментальные данные были ограниченными с точки зрения возможности их адекватного пространственно-временного осреднения. Лишь в недавних работах [7, 8, 9, 10] опубликованы результаты обработки спутниковой актинометрической информации, представляющие собой корректные климатологические характеристики (средние величины за год, сезоны и месяцы), относящиеся практически ко всему земному шару.

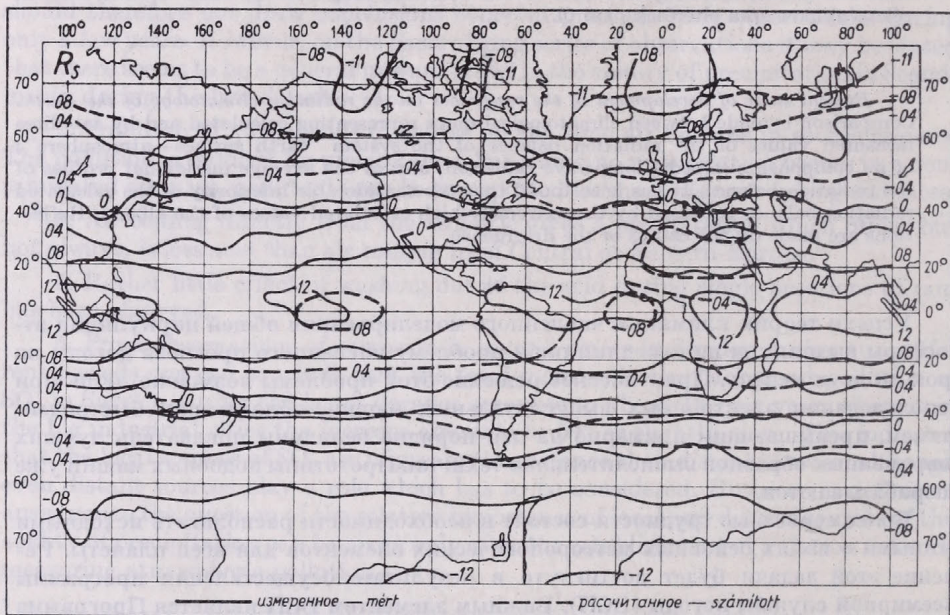


Рис. 1. Радиационный баланс системы Земля-атмосфера, в среднем за год (кал/см² мин) 1 — измеренные величины, 2 — рассчитанные величины.

Настоящая статья имеет целью обсудить результаты осуществленных нами сравнений расчетных и экспериментальных данных о глобальном распределении средних за год и сезонных величин радиационного баланса системы Земля-атмосфера и его составляющих.

При сравнении были использованы данные расчетов и карты планетарного распределения радиационного баланса Земли и его составляющих, полученные в расчетах Т. Г. Берлянд [2], К. Я. Винникова [3,4], К. Я. Кондратьева, Л. Н. Дьяченко, К. Я. Винникова [5] и А. Катайма [6]. Источником экспериментальных данных явились результаты спутниковых измерений (за период с июля 1963 по ноябрь 1965), обработанных Т. Х. Вандер Хааром [9].

Т. Х. Вандер Хаар использовал очень обширную спутниковую актинометрическую информацию, полученную при помощи широкоугольных датчиков системы В. Е. Суоми, и применил корректную методику обработки результатов измерений с учетом данных многократных бортовых градуировок по Солнцу. Это дадо основание считать, что влияние случайных ошибок практически исключено.

Погрешности определения средних величин радиационного баланса и его составляющих не превосходят нескольких процентов.

Сравнение экспериментальных годовых карт радиационного баланса планеты R_S с расчетными климатологическими показывает, что наблюдается вполне удовлетворительное качественное соответствие полей радиационного баланса (рис. 1). Совпадают, например, зоны максимальных значений баланса, располагающиеся в области экваториальных широт. Однако по абсолютной величине расчетные значения R_S заметно ниже измеренных. По мере увеличения широты наблюдается уменьшение радиационного баланса, причем нулевые изолинии (расчитанная и измеренная) как в южном, так и в северном полушариях, распо-

ТАБЛИЦА I

Средние за год величины радиационного баланса системы «земная поверхность-атмосфера» и его составляющих для различных широтных поясов.

Широта, град.	А, %		F_{∞} кал/см ² мин		R_S кал/см ² мин		Катаяма (расч.) А, %
	расч.	измер.	расч.	измер.	расч.	измер.	
80—70 С.	—	44	—	0,24	—	—0,10	
70—60	43	40	0,27	0,27	—0,09	—0,07	57
60—50	40	36	0,29	0,29	—0,06	—0,05	50
50—40	37	32	0,30	0,31	—0,02	0,00	
40—30	35	27	0,32	0,34	0,01	0,02	43
30—20	33	24	0,34	0,38	0,03	0,04	39
20—10	32	20	0,35	0,38	0,04	0,09	33
10—0	33	20	0,34	0,38	0,06	0,11	34
0	33	20	0,34	0,38	0,06	0,10	34
0—10 Ю.	33	20	0,34	0,37	0,06	0,10	
10—20	33	20	0,34	0,38	0,05	0,08	
20—30	33	23	0,33	0,38	0,04	0,06	
30—40	35	27	0,31	0,34	0,02	0,03	
40—50	38	32	0,29	0,31	—0,02	—0,01	
50—60	—	36	—	0,29	—0,05	—0,06	
60—70	—	70	—	0,27	—	—0,09	
70—80	—	45	—	0,23	—	—0,11	
Земля в целом	35	29	0,32	0,33	—0,03	+0,04	36

жены поблизости от круга 40° широты. В южном полушарии распределение баланса является почти зональным, что обусловлено однородностью подстилающей поверхности (океан).

Соответствие нулевых изолиний баланса достаточно удовлетворительно. Наибольшее расхождение имеет место на суше — в районе южной оконечности Южноамериканского континента. В северном полушарии расхождение нулевых изолиний также невелико над океаном и существенно — над континентами. Особенно сильно нулевая расчетная изолиния отклоняется от 40° широты и от измеренной над Северной Африкой (пустыня Сахара) и над Аравийской пустыней. Здесь, несмотря на высокие температуры, радиационный баланс близок к нулю.

Неоднородности подстилающей поверхности континентов приводят к рассогласованию изолиний измеренных и расчетных величин радиационного баланса,

особенно заметному в районе Сахары и Аравийской пустыни. Минимальные значения R_S имеют место в полярных районах северного и южного полушарий. Измеренные значения R_S колеблются в пределах от величин, меньших — 0,08, до +0,12 кал/см²мин в северном полушарии и от —0,12 до +0,12 кал/см²мин — в южном (рис. 1), а рассчитанные — изменяются от —0,12 до +0,08 — в северном полушарии и от —0,04 (район 50° ю. ш.) до +0,08 кал/см²мин — в южном.

Данные расчетов R_S для более высоких широт, чем 50° южного полушария, не удалось получить из-за отсутствия необходимой исходной информации.

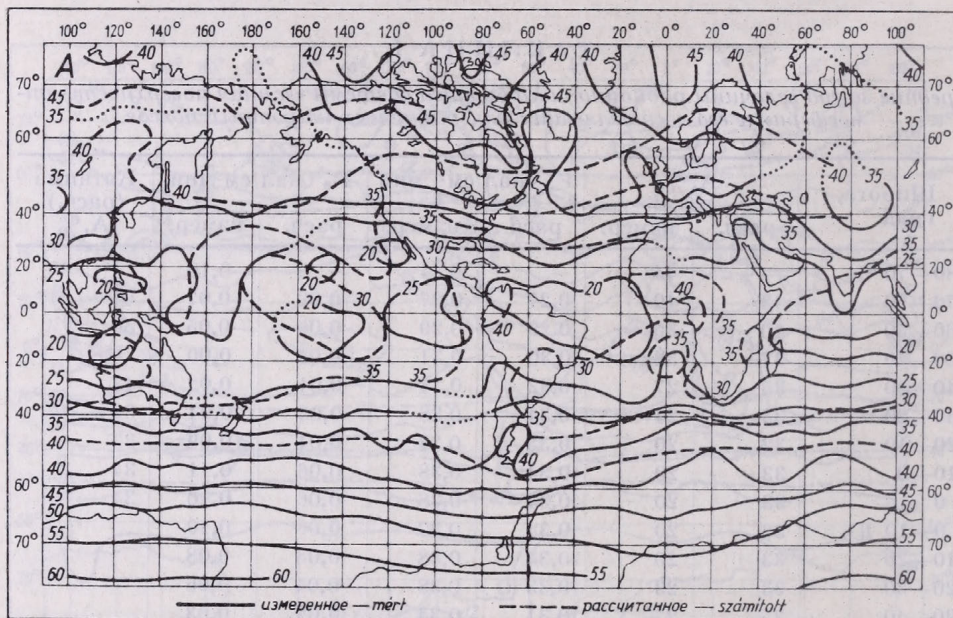


Рис. 2. Альbedo системы Земля-атмосфера, в среднем за год (%) 1 — измеренные величины, 2 — рассчитанные величины.

Естественно, что характер географического распределения радиационного баланса системы Земля-атмосфера определяется спецификой пространственной изменчивости его компонент — альbedo A и уходящего длинноволнового излучения F_{∞} планеты.

При сравнении годовой карты альbedo системы Земля-атмосфера, построенной Т. Х. Вандер Хааром по данным спутниковых измерений, с климатологической картой К. Я. Винникова прежде всего обращает на себя внимание систематическое количественное расхождение, которое в среднем для всего земного шара составляет примерно 17% (табл. 1). Расчетные значения альbedo для всех широтных поясов систематически превышают измеренные. По-видимому, это в первую очередь объясняется завышенностью оценки количества и плотности облаков, использованных для расчетов альbedo. Возможно, что известную роль играет также сильно выраженная «топография» конвективной облачности низких широт. «Макрошероховатость» облачного покрова может приводить к заметному уменьшению альbedo Земли.

Другое различие состоит в том, что если для расчетных изолиний характерен

разрыв на границе суши и моря, то измеренные — не испытывают такого разрыва (рис. 2), что, конечно, обусловлено большим пространственным осреднением.

Рассмотрение годовой карты альbedo (рис. 2) показывает, что значительные отклонения от зональности наблюдаются лишь в приэкваториальной зоне. Наибольшие значения альbedo имеют место в высоких широтах (за северным и южным полярным кругом), а минимальные — в приэкваториальной зоне над океанами.

Особенности поля уходящего длинноволнового излучения характеризуются картой, изображенной на рис. 3. И в этом случае существенная незональность на-

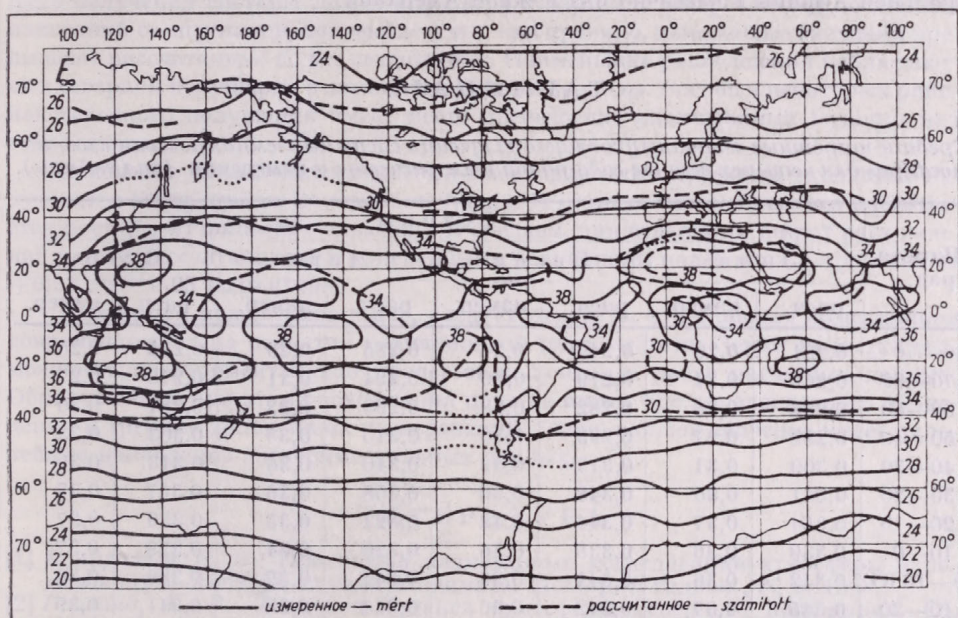


Рис. 3. Уходящее излучение (кал/см²мин) 1 — измеренные величины, 2 — рассчитанные величины.

блюдается лишь в приэкваториальной зоне. Количественные расхождения измеренных и расчетных величин уходящего излучения (табл. 1) значительно меньше, чем в случае альbedo. Измеренные значения несколько превышают рассчитанные в умеренных и тропических широтах, а севернее 50° с. ш. — расхождения практически несущественны. Практически совпадают, составляя 0,32—0,33 кал/см² мин, средние для всей Земли расчетные и измеренные величины уходящего излучения.

Расчетные данные относительно сезонных и месячных величин радиационного баланса ограничиваются, в основном, сведениями об уходящем длинноволновом излучении. Поэтому оказалось возможным провести сравнение измеренных и вычисленных значений лишь на примере этой компоненты радиационного баланса. В работе [11] подробно воспроизведены соответствующие карты для всех сезонов года.

Сравнение экспериментальных среднесезонных карт уходящего длинноволнового излучения системы Земля-атмосфера, построенных по данным [9], с расчетными климатологическими (см. [3]) обнаруживает отчетливо выраженное ка-

чественное соответствие. Во все сезоны года по данным измерений и расчетов наблюдается уменьшение уходящего излучения F_{∞} с увеличением широты. Зимой максимальные значения F_{∞} имеют место в приэкваториальных широтах и составляют величины, несколько превышающие $0,39 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Минимальные значения около $0,30 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ наблюдаются в южном полушарии и $0,22 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ — в северном. Местоположения максимумов, полученных в результате расчетов и измерений, довольно хорошо совпадают. Все минимумы расположены в приэкваториальной зоне. Самые значительные максимумы ($F_{\infty} \geq 0,38 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$) имеют место в Тихом океане, над Австралийской пустыней, над частью Северной и Центральной Африки и частично над Южной Америкой.

ТАБЛИЦА II.

Средние широтные величины уходящего излучения системы «земная поверхность-атмосфера» для четырех сезонов года по данным расчетов и измерений (кал/см²мин).

Широта, град.	Сезоны							
	Зима		Весна		Лето		Осень	
	расч.	измер.	расч.	измер.	расч.	измер.	расч.	измер.
80—70 С.	0,231	0,20	0,249	0,24	0,285	0,29	0,255	0,25
70—60	0,262	0,24	0,279	0,26	0,294	0,31	0,276	0,27
60—50	0,268	0,26	0,282	0,28	0,299	0,33	0,284	0,30
50—40	0,282	0,27	0,293	0,30	0,315	0,35	0,303	0,33
40—30	0,300	0,31	0,313	0,32	0,340	0,36	0,313	0,35
30—20	0,341	0,35	0,348	0,36	0,358	0,36	0,357	0,37
20—10	0,354	0,37	0,344	0,42	0,321	0,35	0,339	0,37
10—0	0,339	0,36	0,335	0,36	0,320	0,34	0,329	0,37
0—10 Ю.	0,342	0,36	0,341	0,36	0,344	0,37	0,339	0,39
10—20	0,345	0,37	0,342	0,36	0,344	0,38	0,341	0,39
20—30	0,345	0,36	0,335	0,36	0,325	0,36	0,332	0,37
30—40	0,329	0,34	0,315	0,34	0,305	0,33	0,315	0,35
40—50	0,309	0,32	0,295	0,30	0,272	0,29	0,300	0,32
50—60	0,291	0,30	0,279	0,27	0,271	0,26	0,275	0,30
60—70		0,28		0,23		0,22		0,27
70—80		0,27		0,20		0,19		0,23
Земля в целом	0,32	0,30	0,32	0,33	0,33	0,33	0,33	0,34

Наименьшие расхождения измеренных и рассчитанных величин уходящего излучения зимой (декабрь, январь, февраль) имеют место в северном полушарии. Здесь в наибольшей степени сохраняется зональность поля уходящего длинноволнового излучения, причем следует отметить, что изолинии измеренных величин являются более гладкими, чем расчетных значений.

В северном полушарии отклонения рассчитанных величин уходящего излучения от измеренных сравнительно невелики. В южном полушарии они более существенны.

Аналогичный характер изменений уходящего излучения наблюдается в весенний и осенний периоды года. Летом диапазон изменения абсолютных величин

несколько меньше, чем зимой. Уходящее излучение варьирует от 0,30 (расчеты); 0,26 кал/см²·мин (измерения) до 0,42; 0,40 кал/см²·мин. Количественное согласование измеренных и рассчитанных величин хуже, чем в зимне время года. По сравнению с зимой, максимумы несколько смещаются к северу. Зональность нарушается. Хотя качественная картина географического распределения уходящего излучения по данным измерений и расчетов летом очень сходная, в количественном отношении наблюдается значительное несоответствие. Почти всюду измеренные значения превышают рассчитанные.

Таким образом, сравнение расчетных климатологических сезонных карт уходящего излучения системы Земля-атмосфера с картами, построенными по данным измерений со спутников, показывает, что, как правило, измеренные значения превышают рассчитанные во все сезоны года. Наименьшие расхождения наблюдаются в северном полушарии в зимний и весенний периоды. Весной в некоторых районах северного полушария имеет место превышение рассчитанных величин над измеренными.

Сравнение вычисленных значений среднеширотных профилей уходящего излучения с измеренными показывает, (табл. II), что во все сезоны года наблюдается рост F_{∞} от полюсов к экватору. В среднем, для отдельных широт расхождение между рассчитанными и измеренными величинами колеблется в пределах от +0,01 до -0,03 кал/см²·мин.

Резюмируя изложенное выше, следует отметить, что главным содержанием современного этапа развития радиационной климатологии Земли является возможность экспериментальной проверки полученных ранее расчетных данных. Обнаруженные при этом расхождения пока не имеют вполне адекватного объяснения и требуют дальнейших исследований. Очень важное значение имеет дальнейшее накопление экспериментальных данных.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Кондратьев К. Я.: Программа планетарных исследований атмосферы и радиационные факторы погоды и климата. Метеор. и гидрол., № 6, 1968.
- [2] Берлянд, Т. Г.: Тепловой баланса атмосферы Северного полушария. Сб. «А. И. Воейков и проблемы современной климатологии», ГИМИЗ, Л., 1956.
- [3] Винников, К. Я.: Уходящее излучение системы Земля-атмосфера. Труды ГГО, вып. 168, 1965.
- [4] Винников, К. Я.: Альbedo системы Земля-атмосфера и поле уходящей коротковолновой радиации. Труды ГГО, вып. 170, 1965.
- [5] Кондратьев, К. Я., Дьяченко Л. Н., Винников К. Я.: Климатология радиационного баланса Земли на современном этапе. Сб. «Проблемы физики атмосферы», изд. ЛГУ, вып. 7, 1969.
- [6] Katayama, A.: On the radiation budget of the Northern Hemisphere: II Hemispheric distribution. III Zonal cross-section and energy consideration. J. of the Met. Soc. of Japan, ser II, v. 45, No. 1 Febr., 1967.
- [7] Raschke, E. Möller, F. Bandeen, W. R.: The radiation balance of the earth-atmosphere system over both polar regions obtained from radiation measurements of the Nimbus II meteorological satellite. X-622-67-460, Goddard Space Flight Centre Greenbelt, Maryland, September 1967.
- [8] Raschke, E. Pasternak, M.: The extra-terrestrial radiation balance from measurements of the meteorological satellite Nimbus II. NASA Technical Report, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 1957.
- [9] Vonder-Haar, T. H.: Variations of the earth's radiation budget Department of the Meteorology, the University of Wisconsin. Contract, NASW-65, February, 1968.
- [10] Winston, J. S., and Taylor, V. R.: Atlas of world maps of longwave radiation and albedo for seasons and months based on measurements from Tiros IV and Tiros VII. ESSA Technical Report, NES-43, Washington, D. C., September, 1967.
- [11] Дьяченко, Л. Н., Кондратьев, К. Я.: Сравнение измеренных и расчетных величин уходящего длинноволнового излучения для различных сезонов года. Труды ГГО, вып., 1970.

L'automatisation du service météorologique suisse

R. SCHNEIDER, *Institut suisse de météorologie, Zürich*

A svájci meteorológiai szolgálat automatizálása. A növekvő igények a meteorológiai szolgálatról Svájcban is egyre több és pontosabb adatot igényelnek. A problémát, munkaerő hiányában, a szolgálat automatizálásával igyekszünk megoldani. A METEOR elnevezésű program keretében új telekommunikációs és számítógépes hálózatot építettünk ki. E hálózat segítségével a beérkező adatokból automatikusan meteorológiai térképek, magaslégköri és speciális diagramok készíthetők, valamint meghatározott adatok válogathatók ki, illetve tárolhatók. A jövő terveiben automatikus mérőállomások beállítása és objektív prognózisok készítése szerepel.

*

Автоматизация метеорологической службы швейцарии. С повышением технического уровня от метеорологической службы Швейцарии требуется также постоянно большее количество данных и увеличение их точности. При недостатке рабочих сил на решение этой проблемы направлены усилия путем автоматизации службы. В рамках программы «МЕТЕОР» создана новая сеть дальней связи и вычислительных машин. При помощи этой сети по поступающим данным автоматически черчатся метеорологические карты, диаграммы для верхних слоев атмосферы, а также специальные диаграммы; проводится сортировка и хранение определенных данных. Дальнейшие планы предусматривают создание автоматических наблюдательных станций и составление объективных прогнозов.

*

1. Introduction

La demande de données météorologiques plus précises et plus nombreuses, par des branches diverses de l'économie nationale, s'est fait sentir ces dernières années dans notre pays de façon très marquée. Aux usagers traditionnels de nos informations qu'étaient les milieux de l'agriculture, du tourisme et de l'aviation, sont venus s'ajouter ceux du génie civil, des techniques de chauffage et de refroidissement, de l'éclairage, de l'hygiène de l'air, de l'alimentation, pour n'en citer que quelques-uns. Aussi l'automatisation du service météorologique suisse s'imposait-elle si l'on voulait éviter une augmentation massive de nos effectifs, qui eût du reste été presque impossible en raison des difficultés de recrutement qui règnent actuellement en Suisse.

C'est en 1965 déjà que les premières études y relatives furent entreprises. Avec l'adoption en 1967 de la Veille météorologique mondiale et l'établissement en 1968, dans le cadre de la Région VI de l'OMM, d'un nouveau plan de télécommunications pour l'Europe, l'acquisition d'un système d'ordinateurs fut décidée, dont la mise en service est prévue pour 1972. La réalisation de ce projet, dénommé « METEOR », a été confiée à la maison Siemens. [Remarquons ici que, pour des raisons économiques, il a été décidé d'y incorporer le service fixe des télécommunications de l'aéronautique [AFTN] dont le système est voisin de la météorologie].

2. Le système (Hardware)

Le système proposé, qui répond aux exigences du cahier de charges établi, est présenté à la *fig. 1*. Il ressort de l'examen de ce schéma que le pré-traitement des messages en temps réel est assuré par un ordinateur du type DC 100 et que le traitement proprement dit de l'information, tel que l'élaboration des instructions du traceur de courbes, le calcul d'isolignes ou d'autres paramètres météorologiques, est réalisé au moyen de l'ordinateur polyvalent Siemens 4004/45. Le travail simultané de ces 2

unités indépendantes est réglé par un dispositif appelé « Unité de commande d'échange d'information ». Les messages reçus par le système DC 100 sont acheminés par l'unité précédemment décrite, pour traitement, à l'ordinateur 4004/45. Inversement, les informations traitées sont transmises du 4004/45 au DC 100 et distribuées aux utilisateurs (centres régionaux, petits aérodromes, etc.). L'accès aux informations mémorisées sur disque ou bande magnétique est possible par les 2 systèmes (DC 100 et 4004/45) et les tâches peuvent être distribuées sur les deux ordinateurs. Ce procédé de traitement a l'avantage d'améliorer la sécurité d'exploitation. De plus, comme le système DC 100 est doublé lui aussi, il garantit une sécurité haute dans le pré-traitement et l'acheminement des informations, car lors d'un dérangement, la commutation sur le système DC 100 de réserve s'effectue automatiquement. En outre, par

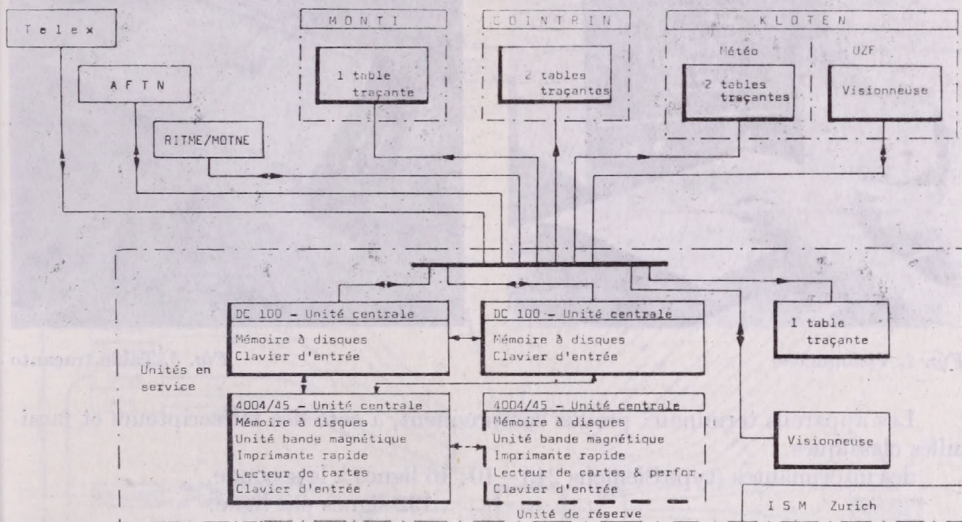


Fig. 1. Configuration du Projet METEOR

l'apport d'une unité 4004/45 supplémentaire, une chaîne de réserve est disponible. Par conséquent, en cas de panne de l'une des chaînes, aussi bien le pré-traitement que le traitement proprement dit de l'information peuvent se poursuivre, grâce au dispositif « Stand by ». Le « change over » des systèmes 4004/45 doit être commuté manuellement. Cependant, la programmation de la commande de commutation automatique est en principe possible. De ce fait, nous pouvons mettre à disposition de nos chercheurs cette chaîne supplémentaire, qui ne sera utilisée par le service d'exploitation qu'en cas de panne.

Le système Meteor sépare aussi nettement les tâches à exécuter en temps réel de celles de traitement des données. L'acheminement et le pré-traitement des messages météorologiques et l'acheminement des messages AFTN sont effectués par le système DC 100, alors que le traitement des éléments météorologiques et de la statistique des messages AFTN est du ressort de l'unité 4004/45.

Relevons encore les points suivants :

Les mémoires des systèmes DC 100 et 4004/45 peuvent être augmentées par l'adjonction de disques ou d'unités à bandes magnétiques (éventuellement aussi des mémoires à cartes magnétiques).

La mémoire à tores ferrite de l'Unité centrale 4004/45 de 131KB pourra être portée à 262 kilo-Byte dès que cela sera nécessaire.

120 lignes peuvent être connectées aux 2 multiplexeurs (60 lignes par multiplexeur) et 2 multiplexeurs supplémentaires peuvent, si besoin est, être encore reliés à l'unité DC 100.

En « Multiprogramming », l'unité 4004/45 peut traiter jusqu'à 14 programmes simultanément.

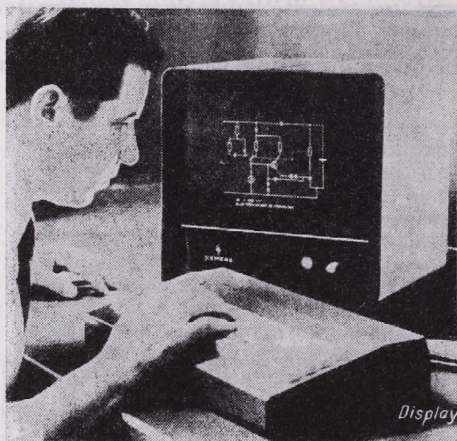


Fig. 2. Visionneuse

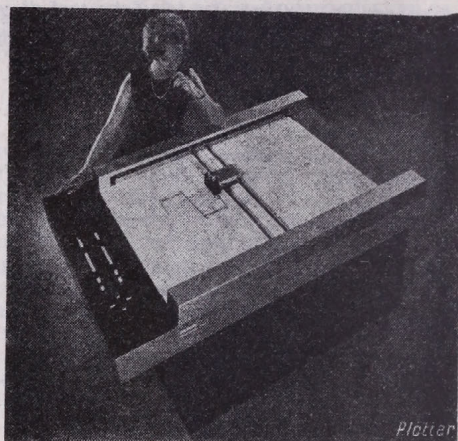


Fig. 3. Table traçante

Les appareils terminaux prévus comprennent, à côté des téléscripteurs et facsimilés classiques,

des imprimantes (type Siemens 243-10; 16 lignes à la seconde, 132 signes par ligne, 64 caractères différents)

des visionneuses, Fig. 2 (type Siemens 8152, 20 lignes, 80 caractères),

des tables traçantes, Fig. 3 (type ZUSE Z 90 - 04, DIN A 1).

3. Données fournies (output)

Alors que les informations qui seront fournies au système proviendront des réseaux internationaux de télécommunications, conformément aux dispositions de l'OMM et de l'OACI, ce qui en sort et sera livré en Suisse pourra sans autre être adapté aux besoins du service météorologique suisse. La fig. 4 représente le plan des transmissions, tel qu'il est prévu pour l'année 1972.

La question qui se posait au début de nos études de ce projet d'automatisation était de savoir sous quelle forme et à quelle fréquence les informations météorologiques devraient être présentées. Il s'est tôt révélé nécessaire de formuler une conception nouvelle de préparation et de distribution de ces informations, conception qui se cristallise sous la forme des 3 dispositifs suivants:

1. Présentation graphique de messages météorologiques (cartes météorologiques, diagrammes de sondages, graphiques spéciaux, etc.) au moyen du traceur de courbes.

2. Etablissement de listes comportant des informations météorologiques sélectionnées (surveillance du temps, bulletin de presse, etc.) au moyen de téléscripteurs conventionnels.

3. Contrôle et mémorisation des informations à archiver sous forme digitale sur bande magnétique.

Le programme des informations qui seront distribuées aux sous-centres de notre pays, conformément aux dispositions 1 et 2 ci-dessus, figure au *tableau 1* ci-après.

Si les temps de transmission des messages météorologiques prévus dans le cadre de la VMM, à savoir

HH + 1h pour les informations au sol et

HH + 2h pour les informations en altitude,

sont tenus, les premières cartes pointées et bulletins spéciaux du tableau ci-dessus seront mis à disposition de nos différents centres d'exploitations vers

HH + 1h30 pour les cartes au sol et bulletins et

HH + 2h30 pour les cartes en altitude.

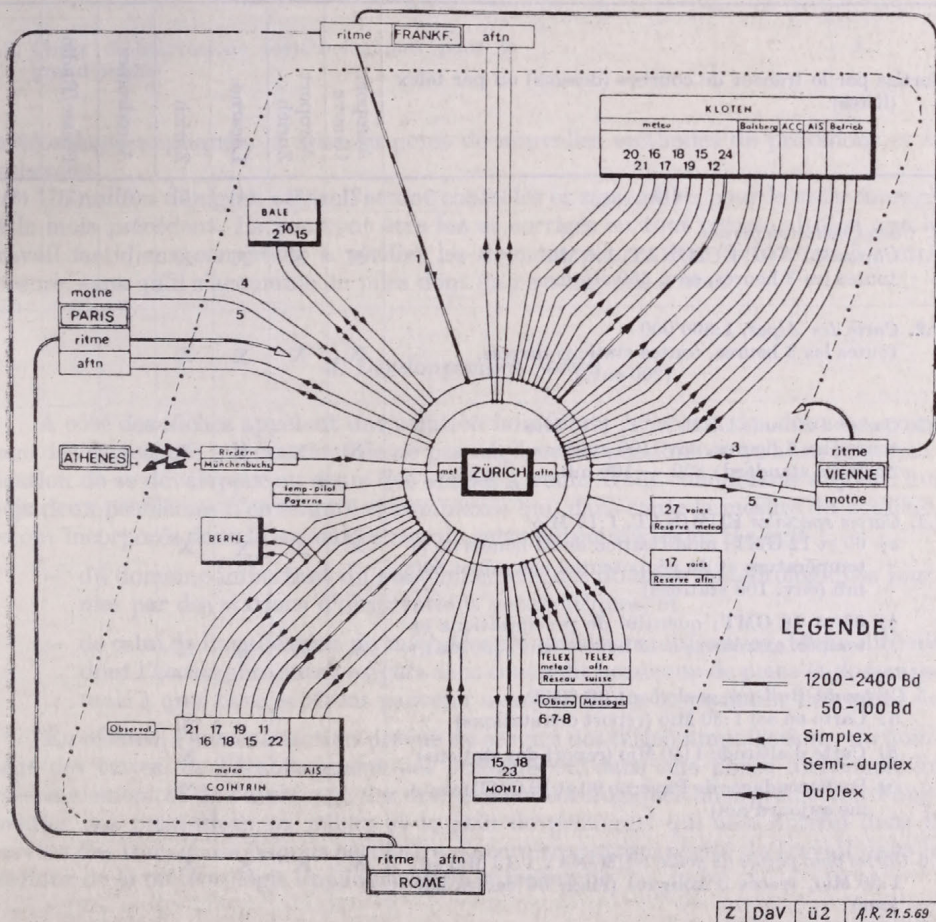


Fig. 4. Plan de transmission MZA & AFTN. Programme METEO: 1 Frankfurt RITME, 2 Nat. Prog. Paris, 3 Nat. Prog. Wien, 4 MOTNE I, 5 MOTNE II, 6-7-8 Réseau TELEX voir dessin à 1, 10 Messages de Bâle, 11 Messages de Cointtrin, 12 Messages de Kloten, 15 Messages A-D-F-I-CH, 16-17 Metar-Speci-Sigmet du MOTNE I-II, 18 Wetterüberwachung, 19 VOLMET, 20 Militärprogramm, 21 TAF du MOTNE I-II, 22-23-24 Programme PLOTTER. Programme AFTN: Messages, plans de vol, etc.

De plus, il est évident que les données de base des cartes prévisions fournies sous forme de points de grille et reçues des centres régionaux et mondiaux pourront être immédiatement traitées et transformées sous forme analogique ou par exemple utilisées sous forme digitale par notre compagnie aérienne nationale SWISSAIR dans l'établissement automatique de ses plans de vol.

Quant au dispositif 3, il constitue un élément extrêmement important pour le développement futur de nos recherches en météorologie, car la création d'un système d'archivage (aisément accessible) pour les données s'impose pour la climatologie, la

TABLEAU I

Liste des "sorties" et de leurs destinataires

Sorties par le traceur de courbes (dessins) ou par telex (listes)	Aéroport Genève	Aéroport Zurich	Locarno	Zurich	Aérodromes	Presse/Radio	
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
1. <i>Cartes météorologiques</i>							
1.1. <i>Cartes SYNOP EUM/NAT, 1:5 Mio</i> toutes les 3 heures, env. 550 stations	X	X	X	X			
1.2. <i>Carte des Alpes, 1:800'000</i> toutes les 3 heures, toutes stations dispon. (200 env.)	X	X	X	X			
1.3. <i>Cartes d'altitude EUM/NAT, 1:15 Mio</i> toutes les 6 heures, env. 100 stations. Surfaces standard: 850 — 100 mb	X	X	X	X			
1.4. <i>Cartes spéciales EUM/NAT, 1:15 Mio</i>							
a) 00 et 12 GMT: modification de 24 heures de la température et du géopotential 850 mb et 500 mb (env. 100 stations)	X	X	X	X			
b) 06 et 18 GMT: quantité de précipitations et tempér. extrêmes en 12 heures (env. 550 stat.)	X	X	X	X			
1.5 <i>Cartes du Bulletin, seulement 00 GMT</i>							
a) Carte au sol 1:30 Mio (report des stations)				X			
b) Carte d'altitude 1:40 Mio (report des stations)				X			
c) Radiosondages de Payerne 00 et 12 GMT (comme aujourd'hui)				X			
1.6 <i>Cartes avec points de grille EUM/NAT 1:15 Mio ou 1:20 Mio, tracés d'isolignes (max. 50 cartes par jour)</i>	X	X	X	X			
1.7. <i>Radiosondages, diagramme français, 32 stations, 00 et 12 GMT</i>	X	X	X	X			
1.8. <i>Coupe verticale, 6 coupes standards, 00 et 12 GMT</i>	X	X	X	X			

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
2. <i>Listes</i> (forme simplifiée)	X	X	X				
2.1. <i>Programme de la „Veille météorologique” en Europe occidentale et centrale, éléments significatifs mis en évidence en rouge</i>							
2.2. <i>TAF du MOTNE Loop I et II sous forme de listes directement utilisables</i>	X	X					
2.3. <i>METAR du MOTNE Loop I et II, mis en évidence (directement utilisables par pilotes)</i>	X	X					
2.4. <i>Choix de messages météorologiques pour l'aviation générale</i>					X		
2.5. <i>Choix d'observations météorologiques pour le grand public</i>						X	

météorologie appliquée, la mise au point de nouvelles méthodes de prévisions et la recherche.

Un million de signes environ seront contrôlés et rassemblés pour le mois courant et le mois précédent. Ils pourront être lus et corrigés en tout temps, si bien que le travail fastidieux consistant à vérifier les données pourra être liquidé au fur et à mesure, sans qu'il s'accumule en piles dont on ne vient pas à bout.

4. *Développements futurs*

A côté des tâches appelant une solution immédiate (sélection des données, pointage des cartes, etc.), il convient de ne pas négliger les possibilités qu'aura l'automatisation de se développer au cours des années à venir. Nous connaissons aujourd'hui déjà deux problèmes d'envergure et complexes qui, dans toute la mesure du possible, seront incorporés dans la seconde phase de cette automatisation. Il s'agit

- du domaine important du rassemblement des données météorologiques fournies par des stations d'observations automatiques, et
- de celui de l'application de méthodes de prévisions objectives, tâche difficile dont l'accomplissement exigera sans contredit beaucoup de peine et de temps, mais à quoi nous espérons parvenir avant la fin de la prochaine décennie.

En résumé, l'automatisation prévue du service des télécommunications, du pointage des cartes, de l'établissement des bulletins et, dans une phase ultérieure, du rassemblement et de l'archivage des données météorologiques nous permettra d'augmenter nos prestations au public et le gain de personnel qui sera obtenu dans le service des transmissions nous permettra d'accroître notre capacité de travail dans le secteur de la météorologie appliquée et de la recherche.

Гидрометеорологическая Служба Монгольской Народной Республики и перспективы ее развития

Д. ТУВДЕНДОРЖ, Управления Гидрометеорологической Службы при Совете Министров МНР, Улан-Батор

A Mongol Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatá és fejlődésének perspektívái. A tanulmány történeti áttekintést nyújt az 1936-ban alakult mongol hidrometeorológiai szolgálat fejlődéséről, jelenlegi állapotáról és fejlesztési terveiről.

*

Hydrometeorological Service of the Mongolian People's Republic and outlooks of its development. After a historical survey of the Mongolian hydrometeorological service, established in 1936, the author gives a detailed description of its present work and organisational structure and, to conclude, the outlines of perspective plans concerning its further development.

*

Монгольский народ даже в условиях феодализма, когда единственной отраслью экономики страны было отсталое индивидуальное кочевое скотоводство, пытливо наблюдал за погодой, чтобы научиться заранее преугадывать ее состояние в будущем. Это стремление естественно диктовалось образом жизни народа, т.к. единоличное, кочевое скотоводческое хозяйство монгольских аратов полностью зависело от погодных условий.

Однако, следует отметить, что в до революционной феодальной Монголии, где власть находилась под сильным влиянием лам (буддистских монахов), ни о каком научном исследовании погодных и климатических условий страны не могло быть и речи. Только победа Народной Революции 1921 года дала монгольскому народу возможность ликвидировать многовековую экономическую и культурную отсталость.

Первые метеорологические станции, оснащенные стандартными метеорологическими приборами, работающие по единой методике, были организованы в 1936 году и начали производить систематические наблюдения. Поэтому 1936 год считается годом создания Гидрометеорологической Службы МНР, которая развивалась в тесной связи с развитием экономики страны.

В 1947 году в Улан-Баторе была создана первая прогностическая служба — Бюро погоды, которое начало обслуживать прогнозами погоды различные отрасли народного хозяйства страны, а в 1950 году в Улан-Баторе была организована первая аэрологическая станция МНР.

Гидрометеорологическая Служба за такой относительно короткий срок (немногим более 30 лет) превратилась в довольно крупную оперативную и научную организацию, обеспечивающую всевозможными гидрометеорологическими данными, информацией и прогнозами погоды все заинтересованные отрасли народного хозяйства.

В целях улучшения обслуживания отраслей народного хозяйства в 1966 году решением Правительства был организован Институт Метеорологии и Гидрологии при Управлении Гидрометеорологической Службы.

Институт имеет пока семь отделов: синоптических прогнозов, агрометеорологии, метеорологии и климатологии, гидрологии, аэрологии, поверки и ремонта гидрометеорологических приборов и национальный радиометцентр.

В отделах Института Метеорологии и Гидрологии производится разносторонний контроль материалов наблюдений станций и постов, после чего эти мате-

риалы обобщаются в виде ежемесячников, ежегодников, справочников и т.д. Институт осуществляет также методическое руководство сетью станций.

Для улучшения качества обслуживания народно-хозяйственных организаций Институт выполняет довольно большой объем научно-исследовательских работ по методам прогнозирования, режиму климата и водных объектов МНР, чего до настоящего времени по существу не делалось. В научно-исследовательских работах основное внимание уделяется таким вопросам, которые представляют непосредственный интерес для народно-хозяйственных организаций; например, условиям возникновения и методам прогнозирования опасных метеорологических явлений. К таким явлениям мы относим в условиях МНР дзуд (комплекс метеорологических явлений, приводящих к бескормице и падежу скота), пыльные или песчаные бури, весенние и осенние заморозки, обильные ливневые дожди, приводящие к наводнениям и т.д.

В настоящее время гидрометеорологическая сеть МНР состоит из 4 аэрологических, 53 метеорологических, 3 гидрологических станций, и более чем 150 агрометеорологических и 50 гидрологических постов.

Аэрологические станции производят температурно-ветровое зондирование 2 раза в сутки при помощи радиолокационных станций «Метеорит» и «Малахит» Советского производства.

По данным последних лет при использовании оболочки № 100 средняя высота зондирования составляет 22 500 м (40 мб), а максимальная высота 39 000 м (3 мб).

Гидрометеорологические станции оснащены стандартными гидрометеорологическими приборами и производят в течение суток наблюдения за 8 синоптических сроков (по Улан-Баторскому декретному времени) и 4 климатических срока (по среднесолнечному местному времени). Большинство гидрометеорологических станций привлечены к информации; они передают свою информацию по линиям Министерства связи или по собственным средствам связи.

Агрометеорологические посты имеют штатного наблюдателя и на них, кроме метеорологических, постоянно ведутся фенологические наблюдения над культурными и пастбищными растениями, на основании чего составляются декадные и месячные обзоры состояния культурных и пастбищных растений, а также климатических условий.

Гидрологические посты разделяются на 2 категории: уровенные и расходные. Данные гидрологических постов имеют чрезвычайно большое значение для разработки мероприятий орошению сельскохозяйственных угодий, в чем имеется большая необходимость.

Однако, несмотря на то, что на территории МНР имеется сравнительно равномерно расположенная сеть станций и постов, эта сеть по отношению к площади страны и многообразию ее ландшафта, конечно, недостаточна. В связи с этим можно привести такие сведения: Монгольская Народная Республика располагается в глубине Центрально-Азиатского континента и простирается с запада на восток на $32^{\circ}10'$ с севера на юг — на $10^{\circ}31'$; ее территория составляет 1,57 миллиона квадратных километров. Это равняется 3 территориям Франции, 6 Англии, или же площади Испании, Италии, Греции, Ирака, Бельгии, Австрии вместе взятых. С другой стороны, большую часть территории нашей страны занимает горные хребты Алтая, Хангая, Хэнтэя, вершины которых превышают уровень моря на 4 000—4 500 м., а восток и юг заняты обширной полупустынной равниной Гоби. Свыше 80% территории страны приподняты выше 1 000 м. над уровнем моря.

Такие физико-географические условия осложняют решение задач, поставленных перед нашими метеорологами и гидрологами.

Особенно большие требования предъявляются к гидрометеорологической службе в области агрометеорологического обслуживания.

Новая программа Партии, утвержденная на XI съезде МНРП, предусматривает улучшение гидрометеорологического обслуживания сельского хозяйства, развитие сети и материально-технической базы Гидрометеорологической службы. Для успешного выполнения этой ответственной задачи следует обеспечить форсированное развитие нашей службы в ближайшие годы. А именно: мы намерены постоянно и планомерно расширять сеть гидрометеорологических станций и постов, особенно аэрологических. Нам надо организовать в течение 3—4 лет столько же аэрологических станций, сколько мы сейчас имеем.

Мы считаем, что наряду с расширением сети гидрометеорологических станций и постов нельзя упускать из виду техническую реорганизацию существующей сети. Ставится цель как можно шире внедрять в работу станций и постов автоматическое и дистанционные измерительные приборы. Мы видим большую перспективу в использовании радио-автоматических метеорологических станций и организации станции приема информации от искусственных метеорологических спутников земли.

На наш взгляд, следующим серьезным мероприятием в деле усовершенствования нашей службы является переход от ручного к механизированному методу обработки гидрометеорологических данных и информации. Следует отметить, что Гидрометеорологическая Служба МНР намерена осуществлять все эти мероприятия в ближайшие 2—3 года.

Для успешного претворения этой программы в жизнь очень важно обеспечить службу квалифицированными национальными кадрами, способными эксплуатировать ту новую гидрометеорологическую технику и владеть теми новыми методами исследования, которые предполагается внедрить в ближайшем будущем. В связи с этим хотелось бы вкратце остановиться на пути подготовке метеорологического персонала в нашей стране.

До 1962 года подготовка инженеров-метеорологов и гидрологов в основном осуществлялась путем переподготовки лиц, окончивших физико-математический и географический факультеты. С 1962 года в Улан-Баторском Государственном университете было открыто специальное отделение метеорологии с продолжительностью учёбы 5 лет. Гидрометеослужба в 1967 г. получила первый выпуск этого отделения в количестве 20 человек и с тех пор получает по 15—20 человек ежегодно. Теперь Служба, большое внимание уделяет вопросу подготовки национальных кадров ученых-метеорологов и гидрологов, чему по существу уже положено начало.

С момента своего образования наша Служба стремилась тесно сотрудничать с гидрометеослужбами соседних государств особенно братских социалистических стран. Гидрометеослужба МНР в настоящее время принимает посильное участие в мероприятиях, организуемых в рамках совещаний директоров Служб социалистических стран.

За прошедший срок представители нашей Службы принимали активное участие в работе ряда сессий и заседаний ВМО, ее Региональной ассоциации и Технической комиссии.

Гидрометеослужба МНР и впредь намерена расширять свое сотрудничество с гидрометеослужбами других стран для процветания метеорологической науки и блага человечества.

В заключение хотелось бы горячо поздравить руководство и всех сотрудников метеорологической службы Венгерской Народной Республики со славным юбилеем 100 летия Службы и искренне поблагодарить их за приглашение выступить со статьей в юбилейном номере журнала «Идэярш».

Commentaires sur les expressions données à l'énergie potentielle disponible

J. VAN MIEGHEM, Institut Royal Météorologique de Belgique, Uccle-Bruxelles

Megjegyzések a diszponibilis potenciális energia képleteihez. A légkörre vonatkozólag különböző képleteket vezettek le a diszponibilis potenciális energiának kinetikus energiába történő átalakulására. Ezeknek a képleteknek a pontossági foka sok vitára adott okot [1, 3]. Ez a cikk egy helyreigazítás, amelyben megjelöljük, hogy hol, hogyan és hányszor kerül bevezetésre a hidrosztatikus hipotézis a formulák megalkotásakor. E célból a szerző előbb emlékeztet arra, hogy miért szükséges a légköri energetikában a teljes potenciális energia és a diszponibilis potenciális energia fogalmának bevezetése. A diszponibilis potenciális energia kifejezésére egymástól erősen különböző két módszert követtek [2, 5]. Az egyik a hidrosztatikus egyensúlyban levő légkör aktuális állapotának leírását használja fel. A másik két tényt vesz alapul: 1. a teljes potenciális energia az egyensúlyi állapotnál minimális értéket ér el; 2. a légkör mozgását, mint erre az egyensúlyi állapotra ráhelyeződő kicsiny mozgást vesszük tekintetbe.

*

Примечания к формулам потенциальной энергии стоящей в распоряжении. Для условий атмосферы были выведены различные формулы преобразования потенциальной энергии, стоящей в распоряжении, в кинетическую энергию. Степень точности этих формул представляла собой предмет острых дискуссий [1, 3]. Настоящая работа имеет ввиду делать некоторые уточнения и показать, когда, каким образом и сколько раз гидростатическая гипотеза применяется при вычислении формул. С этой целью автор указывает, почему в атмосферной энергетике необходимо ввести понятия полной потенциальной энергии и потенциальной энергии, стоящей в распоряжении. Для выражения потенциальной энергии, стоящей в распоряжении, применялись два ясно отличающиеся методы [2, 5]. В первом из них используется описание действительного состояния атмосферы, находящейся в гидростатическом равновесии. Второй основывается на двух фактах: полная потенциальная энергия достигает минимальную величину при состоянии равновесия и движение атмосферы учитывается как незначительное движение, налагающееся на состояние равновесия.

*

1. C'est un fait bien connu que, dans l'atmosphère, tout mouvement ascendant est accompagné d'une détente de l'air et tout mouvement descendant, d'une compression. D'une part, tout mouvement ascendant entraîne une augmentation de l'énergie potentielle et tout mouvement descendant, une diminution, d'autre part, toute détente de l'air provoque une diminution de son énergie interne et toute compression, une augmentation. Par conséquent, les variations corrélatives de l'énergie potentielle Φ et de l'énergie interne E qui se produisent dans l'atmosphère sont toujours de signes opposés. Cela étant, il est impossible de distinguer, dans l'atmosphère, les variations de son énergie potentielle Φ de celles de son énergie interne E . On est ainsi tout naturellement amené à envisager la somme $\Phi + E$, appelée énergie potentielle totale de l'atmosphère, et non les deux termes de cette somme pris séparément.

Margules [4] a montré le premier que c'est le processus de conversion en énergie cinétique de l'énergie potentielle totale $\Phi + E$ qui entretient les grands mouvements de l'air. Le problème fondamental de l'énergétique de l'atmosphère à grande échelle est donc celui de la production de son énergie potentielle totale.

On obtient une forme commode de l'équation du bilan de $\Phi + E$ en substituant à l'atmosphère réelle une atmosphère constituée uniquement d'air sec ayant les mêmes répartitions de pression p et de température T que l'atmosphère réelle, mais où il est tenu compte de la chaleur fournie à l'atmosphère au moment de la condensation de la vapeur d'eau. Dans ce cas, le taux de réchauffement Q de l'air est défini par la

quantité de chaleur fournie, par unité de temps, à l'unité de masse, par rayonnement, conduction, turbulence et par suite des changements de phase que l'eau subit dans l'atmosphère.

Le bilan de l'énergie potentielle totale s'écrit [6]:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\Phi + E) = -C_k + \int_{\text{atm}} (\Delta + Q) d'm, \quad (1)$$

où t désigne le temps et $d'm$ un élément de masse pris à l'instant t ($d't \equiv 0$) et où Δ (>0) représente, par unité de masse et par unité de temps, l'énergie cinétique dissipée par frottement en chaleur. Quant à C_k , il représente l'énergie potentielle totale transformée en énergie cinétique K de l'atmosphère, on sait que [6]:

$$C_k \equiv \int_{\text{atm}} (p \operatorname{div} \mathbf{v} - g \rho w) d'\tau \cong - \int_{\text{atm}} \alpha \frac{dp}{dt} d'm, \quad (2)$$

où p représente la pression atmosphérique, α le volume massique de l'air, ρ sa masse volumique, w la composante verticale de la vitesse \mathbf{v} de l'air, g l'accélération de la pesanteur, $\frac{d}{dt}$ la dérivée individuelle ou totale par rapport au temps t et $d'\tau$ un volume

élémentaire pris à l'instant t ($d't \equiv 0$). L'observation montre que, dans l'atmosphère, l'air chaud (grandes valeurs de α dans les surfaces isobares) souffle vers le haut [$dp/dt < 0$] à travers les surfaces isobares et l'air froid (petites valeur de α dans les surfaces isobares), vers le bas [$dp/dt > 0$]. Il en résulte que $C_k > 0$, c'est-à-dire que la production d'énergie cinétique K est effective dans l'atmosphère et qu'elle résulte de la conversion d'énergie potentielle totale $\Phi + E$ en énergie cinétique [$\Phi + E \rightarrow K$] par le processus dynamique barocline rappelé ci-dessus.

Rappelons que $d'\tau \equiv r^2 \cos \varphi d'\lambda d'\varphi d'r$; $d'm \equiv \rho d'\tau \equiv (r^2 \cos \varphi / g) d'\lambda d'\varphi d'p$, où λ, φ, z représentent respectivement la longitude, la latitude et l'altitude. On a $r \equiv a + z$ où a est le rayon moyen de la terre. Dans la pratique, on peut remplacer r^2 par a^2 , l'atmosphère étant une enveloppe gazeuse très mince at utiliser la valeur approchée de $d'm$ obtenue grâce à l'hypothèse hydrostatique.

On sait depuis longtemps que, considérée à l'échelle de la planète et pendant un laps de temps très grand par rapport à la durée de vie des perturbations atmosphériques (un an, par exemple), l'atmosphère est un système thermodynamique en équilibre thermique ($\int_{\text{année}} \int_{\text{atm}} Q d'm \cong 0$). De plus si on ajoute ou soustrait de la chaleur

à l'atmosphère, supposée en équilibre dans le champ de la pesanteur, l'équilibre est rompu et, dans les deux cas, l'air se met en mouvement. Dans ces deux cas, il y a donc production d'énergie cinétique K bien que, dans le second, il y a, en vertu du bilan (1), destruction et non production d'énergie potentielle totale [2]. Le facteur déterminant qui engendre et entretient les mouvements de l'air n'est donc pas la quantité totale de chaleur fournie à l'atmosphère, mais bien le réchauffement différentiel que l'atmosphère subit du fait de la distribution des sources ($Q > 0$) et des puits ($Q < 0$) de chaleur dans l'espace et le temps. Dès lors, se pose la question: Comment faire apparaître ce réchauffement différentiel dans les équations de l'énergétique?

2. L'énergie potentielle totale $(\Phi + E)_e$ à l'équilibre représente une énorme quantité d'énergie (de l'ordre de 10^{21} kJ) qui n'est pas convertible en énergie cinétique. Il n'en est pas de même de la différence

$$A \equiv (\Phi + E) - (\Phi + E)_e, \quad (3)$$

où l'état d'équilibre hydrostatique (T_e, p_e) est défini à partir de l'état actuel (T, p) à l'aide de la transformation adiabatique sèche issue de (T, p) . Rappelons que $(\Phi + E)_e$ est un minimum de $(\Phi + E)$. L'énergie potentielle disponible A , transformable en énergie cinétique: représente donc l'accroissement maximal que l'énergie cinétique K de l'atmosphère supposée sèche, peut subir lorsque l'air est en mouvement adiabatique. Dans l'atmosphère réelle toutefois, les transformations de l'air ne sont pas strictement adiabatiques et, par conséquent, une fraction seulement de A est convertible en énergie cinétique de l'air. Notons que l'énergie potentielle disponible peut être considérée comme étant l'excès d'énergie potentielle totale $\Phi + E$ sur l'énergie potentielle non disponible $(\Phi + E)_e$. Nous montrerons à la fin de cet article que l'énergie A est effectivement produite par le réchauffement différentiel de l'atmosphère.

3. Deux méthodes ont été suivies pour établir les diverses expressions de A connues à ce jour. La première de ces méthodes (Lorenz 1955, [2]) utilise la représentation de l'état actuel (T, p) de l'atmosphère sur son état d'équilibre hydrostatique. La seconde (Van Mieghem 1956, [5]) est basée sur deux faits: le mouvement effectif de l'atmosphère peut être considéré comme un petit mouvement superposé à l'état d'équilibre hydrostatique et celui-ci correspond à une valeur minimale de l'énergie potentielle totale. Dans ces deux méthodes, le mouvement adiabatique de l'air, qui transforme l'état actuel (T, p) en l'état d'équilibre (T_e, p_e) , satisfait aux équations de la mécanique sans être pour autant nécessairement réalisé dans l'atmosphère. Les expressions analytiques de A , fournies par ces deux méthodes, donnent pour A des valeurs numériques ayant le même ordre de grandeur. Nous nous bornerons dans ce qui suit aux résultats de la première méthode.

4. Les expressions analytiques exactes de l'énergie potentielle totale $(\Phi + E)$ et de l'énergie potentielle non disponible $(\Phi + E)_e$, sont

$$\Phi + E \equiv \int_{\text{atm}} \rho(\Phi + e) d'\tau \quad (4)$$

et

$$(\Phi + E)_e \equiv \int_{\text{atm}} \rho_e T_e \rho_e d'\tau, \quad (4')$$

où Φ et e représentent l'énergie potentielle et l'énergie interne par unité de masse, T la température absolue de l'air, p_e et T_e les valeurs à l'équilibre de p et de T . A une constante additive près, qui ne joue ici aucun rôle, on a $\Phi = gz$ et $e = c_{va} T$ où c_{va} est la chaleur spécifique de l'air sec à volume constant. On voit ainsi qu'on peut évaluer la somme $\Phi + E$ à l'aide de données de pression p et de température T recueillies par les stations aérologiques du réseau mondial. La précision de cette évolution numérique $d_e(\Phi + E)$ dépend uniquement de la densité du réseau aérologique et de la qualité des stations.

4.1 Pour évaluer $(\Phi + E)_e$ il faut d'abord exprimer ρ_e et T_e en fonction de l'état actuel (T, p) . A cet effet, faisons observer que les variables d'Euler, qui s'imposent pour décrire l'état d'équilibre, obtenu par une transformation adiabatique, sont la longitude λ , la latitude φ , la température potentielle Q et le temps T . La transformation des variables λ, φ, z et t en variables λ, φ, Q et t n'est possible que si $(\partial\Theta/\partial z)$ ne change pas de signe. Afin de pouvoir représenter l'état actuel (T, p) sur l'état d'équilibre (T_e, p_e) , il faut donc admettre que la répartition de l'air dans le champ de la pesanteur est stable $[(\partial\Theta/\partial z) > 0]$ tout instant t et partout dans l'atmosphère.

Le mouvement adiabatique qui transforme l'état actuel (T, p) de l'atmosphère en l'état d'équilibre (T_e, p_e) est évidemment tel que le poids total de l'air situé au-dessus d'une surface isentropique $\Theta = \text{constant}$ se conserve. Exprimons donc que le poids total de l'air situé au-dessus de la surface isentropique $\Theta(\lambda, \varphi, z, t) = \text{constante}$ de l'état actuel est égal au poids total de l'air situé au-dessus de la surface isentropique $\Theta_e(z, t) = \text{la même constante de l'état équilibre hydrostatique, d'où}$

$$\oint_{\sigma} d'\sigma \int_{\Theta}^{\infty} g \rho \frac{\partial z}{\partial \Theta} d'\Theta = \oint_{\sigma} d'\sigma \int_{\Theta}^{\infty} g \rho_e \frac{\partial z_e}{\partial \Theta} d'\Theta = H \Pi a^2 \int_{\Theta}^{\infty} g \rho_e \frac{\partial z_e}{\partial \Theta} d'\Theta, \quad (5)$$

où $d'\sigma \cong a^2 \cos \varphi d'\lambda d'\varphi$ représente l'élément d'aire de la surface σ de la terre. La relation d'invariance (5) n'est valable que si, à tout instant et partout à la surface de la terre, $\Theta > \Theta_0$ où $\Theta_0 = \Theta_0(\lambda, \varphi, t)$ est la valeur, à la surface de la terre, de $\Theta_0 \equiv \Theta(\lambda, \varphi, z_0(\lambda, \varphi, t))$, où z_0 est la hauteur de la surface de la terre au-dessus du niveau moyen des mers.

Désignons par Θ_L et Θ_H la plus petite et la plus grande valeur de Θ_0 ($\Theta_L \leq \Theta_0 \leq \Theta_H$). La relation d'invariance (5) est applicable pour toute valeur de Θ telle que $\Theta \geq \Theta_H$. Lorsque cette inégalité n'est pas satisfaite, c'est-à-dire quand $\Theta_L > \Theta > \Theta_H$, la relation (5) reste valable à condition de remplacer $(\partial z / \partial \Theta)$ par zéro au-dessous de la surface de la terre ($\Theta < \Theta_0$). Grâce à cette convention, la relation (5) peut être utilisée dans l'intervalle $\Theta_L \leq \Theta < \infty$.

Précisons que dans l'état actuel de l'atmosphère, Θ varie de Θ_0 à l'infini, avec la condition $\Theta_L \leq \Theta_0 \leq \Theta_H$, tandis que, dans l'état d'équilibre, Θ_e varie de Θ_L à l'infini. L'état de mouvement actuel étant quasi statique et l'état d'équilibre satisfaisant en toute rigueur à l'équation de l'équilibre hydrostatique, on a

$$p(\lambda, \varphi, \Theta, t) \cong \int_{\Theta}^{\infty} g \rho \frac{\partial z}{\partial \Theta} d'\Theta \quad ; \quad p_e \equiv \int_{\Theta}^{\infty} g \rho_e \frac{\partial z_e}{\partial \Theta} d'\Theta \quad (6)$$

à condition d'adopter la convention susmentionnée. Dans (6) le symbole \cong signifie «approximativement égal à» et le symbole \equiv «identiquement égal à».

En introduisant (6) dans (5), on trouve

$$p_e(\Theta, t) \cong \frac{1}{H \Pi a^2} \oint p d'\sigma \equiv \bar{p} \cong \int_{\Theta}^{\infty} g \rho_e \frac{\partial z_e}{\partial \Theta} d'\Theta, \quad (7)$$

où $(\bar{\quad})$ représente la valeur moyenne de (\quad) sur la surface isentropique $\Theta = \text{constante}$.

Lorsque $\Theta = \Theta_L$, on a

$$p_e(\Theta_L t) = \int_{\Theta_L}^{\infty} g \rho_e \frac{\partial z_e}{\partial \Theta} d'\Theta = \int_{\Theta_L}^{\infty} g \rho \frac{\partial z}{\partial \Theta} d'\Theta = \bar{p}_0 = \text{constante},$$

En effet, la somme $H \Pi a^2 \int_{\Theta_L}^{\infty} g \rho \frac{\partial z}{\partial \Theta} d'\Theta$ représente le poids total de l'atmosphère,

lequel est évidemment constant. La pression p_e à l'équilibre libre hydrostatique varie donc de \bar{p}_0 à zéro, tandis que la pression atmosphérique p varie de p_0 à zéro.

Cela étant, retournons à la définition (4') de $(\Phi + E)_e$, on

$$\begin{aligned} (\Phi + E)_e &= H \Pi a^2 c_{pa} \int_0^{\infty} \rho_e T_e d'z = H \Pi a^2 (c_{pa}/g) \int_0^{p_0} T_e d'p_e = \\ &= \frac{H \Pi a^2}{(p_{00})^k} (c_{pa}/g) \int_0^{\bar{p}_0} \Theta_e p_e^k dp_e = \frac{H \Pi a^2 c_{pa}}{g(k+1)(p_{00})^k} \left[\int_{\Theta_L}^{\infty} p_e^{k+1} d'\Theta_e + \Theta_L (\bar{p}_0)^{k+1} \right] \end{aligned} \quad (8)$$

Pour obtenir cette dernière expression de $(\Phi + E)_e$, on a, dans la définition (4') de $(\Phi + E)_e$, introduit successivement l'équation de l'hydrostatique $d'p_e + g\rho_e d'z_e = 0$, la définition de la température potentielle $\Theta_e = T_e(p_{00}/p)^k$, où $p_{00} = 100 \text{ cb}$ et $k \equiv \equiv (R_a/c_{pa})$, puis on a intégré par parties l'expression ainsi obtenue. Rappelons que c_{pa} représente la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante et $R_a = c_{pa} - c_{va}$ la constante spécifique des gaz parfaits pour l'air sec. Comme le mouvement effectif de l'air est non adiabatique, l'énergie non disponible dépend du temps t , mais comme ce mouvement est quasi adiabatique, cette énergie ne varie que lentement dans le temps.

Afin de procéder au calcul numérique de $(\Phi + E)_e$, à partir des données aérologiques (T, p) de l'état actuel, il faut remplacer dans (8) p_e par sa valeur approchée \bar{p} déduite de (7). Il n'est donc possible de calculer la valeur numérique de A à partir des données aérologiques de l'état actuel (T, p) que si l'on introduit l'hypothèse hydrostatique dans l'expression finale de $(\Phi + E)_e$. En introduisant ensuite l'équation de continuité et l'équation du premier principe de la thermodynamique, exprimées en variables λ, φ, Θ et t , on obtient l'équation du bilan de l'énergie potentielle non disponible [1].

$$\frac{\partial}{\partial t} (\Phi + E)_e = \int_{atm} (\bar{p}/p)^k \rho (Q + \Delta) d'\tau \cong \int_{atm} (\bar{p}/p)^k \Delta d'm, \quad (9)$$

La valeur approchée du second membre de (9) résulte du fait que, dans l'atmosphère, on a $Q \cong 0$ et que la valeur du coefficient $(\bar{p}/p)^k$ oscille autour de l'unité. Ainsi, la production d'énergie potentielle non disponible est due au réchauffement par frottement de l'atmosphère (réchauffement en bloc). [3].

4.2 On peut obtenir une expression analytique de $(\Phi + E)$ en procédant sur l'état actuel de l'atmosphère comme il a été procédé ci-dessus sur son état d'équilibre pour obtenir l'expression analytique (8) de $(\Phi + E)_e$. Toutefois, celle-ci est une expression exacte, tandis que celle-là est approchée. L'approximation résulte d'une application répétée de l'hypothèse hydrostatique $d'p + g\rho d'z \cong 0$.

Dès le début du calcul, cette hypothèse est utilisée pour obtenir l'expression analytique classique [4] de l'énergie potentielle totale,

$$\Phi + E \cong \int_{atm} c_{va} \tau \rho d'\tau.$$

Elle est ensuite utilisée une deuxième fois en substituant dans l'expression de $(\Phi + E)$, $-(d'p/g) \bar{a} \rho d'z$. Finalement, en remplaçant T par sa valeur tirée de la définition de la température potentielle Θ , $T = (p/p_{00})^k \Theta$, et puis, en intégrant par parties, on trouve

$$\begin{aligned} \Phi + E &\cong \frac{H \Pi a^2 c_{pa}}{g(k+1)(p_{00})^k} \left(\int_{\Theta_0}^{\infty} (p^{k+1}) d'\Theta + \Theta_0 p_0^{k+1} \right) = \\ &= \frac{H \Pi a^2 c_{pa}}{g(k+1)(p_{00})^k} \left(\int_{\Theta_L}^{\infty} p^{k+1} d'\Theta + \Theta_L p_0^{k+1} \right) \end{aligned} \quad (10)$$

à condition de substituer dans l'intervalle (Θ_L, Θ_0) , situé sous la surface de la terre, la pression p_0 à la surface à la pression atmosphérique p .

5. En retranchant membre à membre les expressions analytiques (10) et (8) de $(\Phi + E)$ et de $(\Phi + E)_e$ et en introduisant une troisième fois l'hypothèse hydrostatique en remplaçant p_e par \bar{p} dans (8), on obtient pour l'énergie potentielle disponible A , la forme approchée de A [1].

$$A \equiv (\Phi + E) - (\Phi + E)_e \cong [c_{pa}/g (k + 1) (p_{00})^k] \int_{\Theta_L}^{\Theta} d'\sigma \left\{ \int_{\Theta_L}^{\Theta} [p^{k+1} - (\bar{p})^{k+1}] d'\Theta + \Theta_L (p_o^{k+1} - (\bar{p}_o)^{k+1}) \right\} \quad (11)$$

Si l'on étend à l'intervalle (Θ, Θ_o) la définition donnée ci-dessus, à p dans l'intervalle (Θ_L, Θ_o) , l'expression approchée (11), de A se réduit à celle donnée par Lorenz [2]:

$$\bar{A} \cong [c_{pa}/g(k+1) (p_{00})^k] \int_0^{\Theta} [p^{k+1} - (\bar{p})^{k+1}] d'\Theta > 0 \quad (11')$$

En posant $p \equiv p + p^*$ et en développant en série de Taylor le binôme entre parenthèses dans l'expression de A , on trouve en se limitant aux deux premiers termes [2]:

$$\bar{A} \cong \frac{1}{2} [R_a/g (p_{00})^k] \int_0^{\Theta} (\bar{p})^{k+1} (\bar{p}^*/\bar{p})^2 d'\Theta, \quad (11'a)$$

compte tenu du fait que $\bar{p}_* \equiv 0$.

L'expression (11) ou (11') de A n'est pas une expression exacte, puisqu'il a fallu appliquer trois fois l'hypothèse hydrostatique, la première fois dès le début du calcul.

La formule approchée (11'a) montre que l'énergie potentielle disponible dépend surtout de la variance de la pression p dans les surfaces isentropiques $\Theta = cste$.

En retranchant membre à membre les bilans (9) et (1), on trouve le bilan de l'énergie disponible A .

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -C_k + \int_{atm} [1 - (\bar{p}/p)^k] (\Delta + Q) d'm \cong -C_k + \int_{atm} [1 - (\bar{p}/p)^k] Q d'm. \quad (12)$$

La valeur approchée de l'intégrale de volume au second membre de (12) résulte du fait que $\Delta > 0$, tandis qu'en règle générale, $Q < 0$ lorsque $p < \bar{p}$ et $Q > 0$ lorsque $p > \bar{p}$. Cette intégrale de volume est positive, elle exprime donc le taux de génération de A dans l'atmosphère et montre que cette génération provient du réchauffement différentiel de l'air.

Le coefficient $N \equiv 1 - (\bar{p}/p) k \cong 0$ joue le rôle d'un coefficient de rendement local dans le bilan (12) de l'énergie potentielle disponible A . Celui-ci exprime l'efficacité du réchauffement dans la production de l'énergie A (3).

Cela étant, soit \bar{X} la valeur moyenne d'un paramètre $X(\lambda, \varphi, p, t)$ sur une surface isobare et \bar{X} la valeur moyenne de ce même paramètre $X(\lambda, \varphi, \Theta, t)$ sur une surface isentropique; on a: $X(\lambda, \varphi, p, t) = X(\lambda, \varphi, \Theta, t)$ avec $\Theta = \Theta(\lambda, \varphi, p, t)$ ou $p = p(\lambda, \varphi, \Theta, t)$. Les fluctuations X^x et X^* de X dans les surfaces isobares et isentropiques sont déterminées par $X = \bar{X} + X^x = \bar{X} + X^*$.

Ces fluctuations ne sont pas indépendantes, en effet,

$$X^* = X^x + \frac{\partial X}{\partial p} p^* \quad \text{et} \quad X^x = X^* + \frac{\partial X}{\partial \Theta} \Theta^x$$

avec les conditions

$$\Theta^* = \Theta^x + \frac{\partial \Theta}{\partial p} p^* = 0 \quad \text{et} \quad p^x = p^* + \frac{\partial p}{\partial \Theta} \Theta^x = 0$$

Remplaçons dans (11'a), p^* par $\left(-\Theta \left| \frac{\partial \Theta}{\partial p} \right. \right)$ et $d'\Theta$ par $\frac{\partial \Theta}{\partial p} d'p$, d'où

une autre expression approchée de A .

$$A \cong \frac{1}{2} (R_a/gp_{00}) \int_{\sigma} d'\sigma \int_0^{p_0} \Theta^{1/k} (T^{1/k})^{k-1} \left(-\frac{1}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial p} \right) \left(\frac{\Theta^x}{\Theta} \right)^2 d'p \quad (11'b)$$

Celle-ci montre que l'énergie potentielle disponible A augmente lorsque dans les surfaces isobares la variance de la température $[(T^x)^2 = (T/\Theta)^2 (\Theta^x)^2]$ croît et que décroît la stabilité statique $(-1/\Theta) (\partial \Theta / \partial p)$. La formule approchée (11'b) n'est utilisable que si la différence entre le gradient de l'adiabatique sèche et le gradient thermique vertical est au moins de 2°K par km [3].

Retournons enfin à la définition du coefficient de rendement N , d'où les expressions approchées:

$$N \cong (R_a/c_{pa}) (p^*/\bar{p}) = (T^*/\bar{T}) \cong 0,$$

en vertu de la définition de N et de l'identité évidente $\Theta^* \equiv 0$. En substituant cette expression dans la valeur approchée de l'intégrale de volume du bilan (12), on trouve que le taux de génération G_A de l'énergie potentielle disponible A prend la forme approchée simple,

$$G_A \cong \int_{\text{atm}} (QT^*/\bar{T}) d'm$$

qui met bien en évidence que la génération de l'énergie A résulte du réchauffement différentiel. Le taux de cette génération résulte en effet de la corrélation positive entre les fluctuations T^* de la température dans les surfaces isentropiques et les sources ($Q > 0$) et les puits ($Q < 0$) de chaleur dans ces mêmes surfaces.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] Dutton, J. A. and Johnson, D. R. (1967): The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics. *Advances in Geophysics*, Ac. Press. New-York, 12. 334-445.
- [2] Lorenz, E. N. (1955): Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, 7. 157-167.
- [3] Lorenz, E. N. (1967): *The nature and theory of the General Circulation of the Atmosphere*. World Meteorological Organization, 161 pages.
- [4] Margules, M. (1904): Über die Energie der Stürme. *Jb. Zentr. Anst. Meteor.* (Anh. Jahrg. 1903). Wien, 1-26.
- [5] Van Mieghem, J. (1956): The energy available in the atmosphere for conversion into kinetic energy. *Beitr. Phys. Atm.* 29, 129-142.
- [6] Van Mieghem, J. (1961): Le bilan de l'énergie disponible transformable en énergie cinétique dans l'atmosphère, *J. de Méc. et de Phys. de l'Atm.* II/10. 49-71.

Secular Trends and Variations in Rainfall of Indian Regions

P. KOTESWARAM and S. M. A. ALVI, Meteorological Department, New-Delhi

Szekuláris tendenciák és változások az India területén leezett csapadéokban. A tanulmány India különböző részeiről kiválogatott 20 állomás adata alapján elemzi az év és a monzún időszak csapadékösszegeinek szekuláris trendjét és változásait. A kiválasztott állomások hosszú idejű csapadéksorait az ún. alul áteresztő szűrő technikával elemezték 31 tényleges súly figyelembevételével, amelyek elnyomják a 10 évnél rövidebb tényleges ingadozásokat és ily módon tisztán kihozzák a hosszú periódusú ingadozásokat vagy tendenciákat, ha ilyenek léteznek a sorozatokban. A szóbanforgó sorozatokat energia spektrum analízisnek is alávetették, hogy ezáltal is megkapják a periodicitásokat és az alul áteresztő szűrő módszernek alkalmazásával nyert trendeket ismételtlen igazolják. A trendek véletlen ingadozásokkal szembeni szignifikáns voltának statisztikai ellenőrzését is elvégezték. Kitűnt, hogy India nyugati partvidékének állomásainál a 14° N. szélességtől északra a csapadékösszegek trendjében szignifikáns növekedés tapasztalható a 20-ik század kezdete óta, és ez szerzők szerint a napfoltszám hasonló trendjének következménye. India többi állomásán szignifikáns hosszú periódusú trend nem mutatható ki, jóllehet számos észlelőhelyen jelentkeznek periodicitások, amelyek némely esetben a 90, sőt a 95 százalékos szinten is szignifikánsak.

✱

Вековой ход и изменение количества осадков, выпадающих на территории Индии. В работе анализируются вековой ход и изменения годового количества осадков и их количества в период муссонов по данным 20 станций, выбранных в различных местностях Индии. Долгие ряды количества осадков по выбранным станциям обрабатывались, с учетом 31 фактических средневзвешанных значений, так наз. методом фильтров левого среза, подавляющих колебания с периодом ниже 10 лет. Таким образом выявляются колебания или ход более длинного периода, если в рядах такие существуют. Рассматриваемые ряды были также подвергнуты анализу по спектрам энергии, чтобы и таким путем выявить периодичности и подтвердить этим ходы, определенные методом фильтров левого среза. Была проведена статистическая проверка характеристичности ходов в сравнении с случайными колебаниями. С начала XX-го века, обнаружено значительное увеличение количества осадков для станций на западном побережье Индии, лежащих севернее северной широты 14°, что, по мнению авторов, обусловлено подобным ходом количества солнечных пятен. На остальных станциях Индии явные с долгим периодом не обнаруживаются, хотя для ряда иных станций намечаются периодичности с значениями 90% и даже 95% в некоторых случаях.

✱

1. *Introduction:* Previous studies by Indian workers (*Pramanik and Jagannathan, 1952; Rao and Jagannathan, 1963*) on trends and variations in rainfall in India by fitting orthogonal polynomials upto the fifth degree and the ordinary moving averages, mostly of 10 year periods have not revealed any significant trends in rainfall over India. *Kraus (1955)* showed with the help of residual mass curves that when the annual records of Madras are broken down into seasons, it is seen that the October—December rains which constitute about 60% of the annual rainfall have shown a tendency to increase in the present century. With the availability of computer facilities in recent years, it is possible to use statistical techniques like power spectrum and low/high pass filters (*W.M.O., 1966*) to the rainfall series in order to detect significant secular changes and periodicities.

A study of the annual as well as southwest monsoon rainfall at 20 representative stations (*fig. 1*) is presented in this paper. A preliminary note on this study was recently published by the authors (*Koteswaram & Alvi, 1969*). AN IBM Computer was utilised for the calculations. The major portion of annual rainfall (70 to 80%) in India occurs during the southwest monsoon season (June to September). Some rain also

occurs during winter over North India. In the South peninsula, rainfall during October – February is important.

2. Methods of study

2.1. *Low-pass filters.* If the annual rainfall of a station is plotted in a series, the year to year fluctuations are so great that it is impossible to detect any regular short or long period fluctuations from the graph. In order to suppress the yearly fluctua-



Fig. 1.

tions, 5 or 10 year ordinary moving averages are generally employed. The resultant series still shows fluctuations, although on a considerably reduced scale. In order to damp the very short period fluctuations (2 to 3 years) the low pass filter technique is preferable, utilizing either the Gaussian Ordinate method or Binomial coefficient method (WMO 1966). The central rainfall figure in the averaged series has the largest weight while the weights suitable taper off, away from the central value. For this purpose the authors have used two low pass filters, one with 9 effective binomial weights ($n = 12$) and the other with 31 effective weights ($n = 100$) for study of rain-

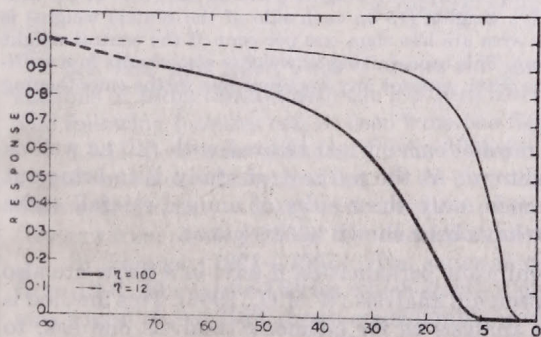


Fig. 2,1

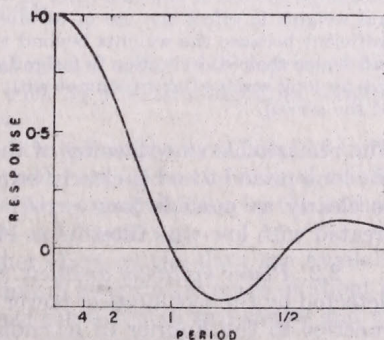


Fig. 2,2

fall trends. (n is the total number of binomial coefficients utilized for calculating the concerned effective weights.) *Figure 2* shows the response curves for the ordinary moving average as well for the above mentioned two low-pass binomial filters with $n = 12$ and $n = 100$. It can be seen from the response curves that the $n = 12$ curve has a zero response for 2 to 3 years period while $n = 100$ curve has a zero response

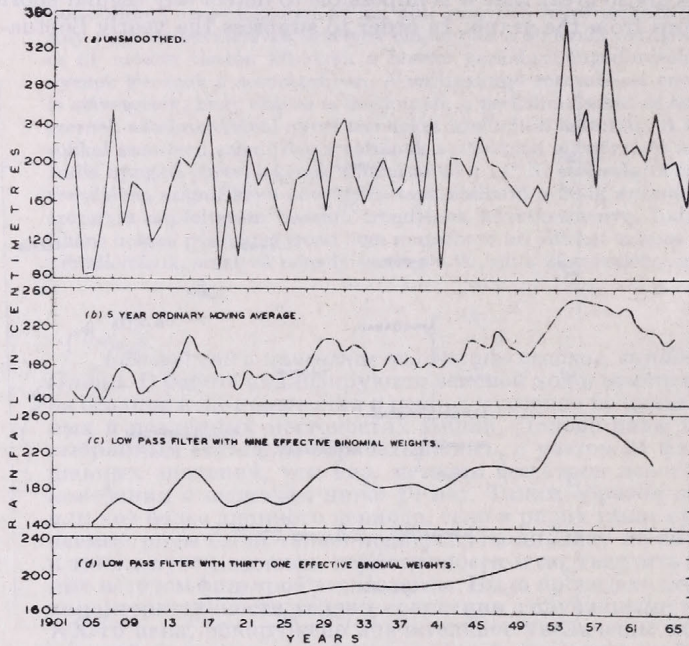


Fig. 3.

for periods upto 10 years. Hence a series treated with a low-pass filter ($n = 12$) will not show any fluctuations less than 3 years while that treated with $n = 100$ will not show any fluctuations less than 12 years. The latter treatment clearly brings out any long period trends if they are present in the series.

Fig. 3 shows the annual rainfall series of Bombay (Colaba) 1847–1967 as well as the series treated with (i) 5 year ordinary moving average (ii) Low pass filter $n = 12$ and (iii) Low pass filter $n = 100$.

(Although the use of low-pass filter ($n = 100$) requires 101 weights (fifty on each side of the central weight) in effect the use of 31 effective weights (15 on each side of the central weight) is sufficient because the weights beyond this area are less than one per cent of the central weight and hence their contribution is insignificant. This economizing in weights also results in a sufficiently long series after treatment with the filter without any apparent loss in the smoothening of the series).

The remarkable smoothening of the rainfall curve when treated with (iii) as well as the long period trend is clearly brought out. As the purpose of study is to bring out as clearly as possible long period trends, only the results of annual rainfall series treated with low-pass filter ($n = 100$) have been shown in this paper.

2.2. Power spectrum analysis. Significant periodicities, if any, in a series are also detected by the technique of power spectrum analysis (W.M.O., 1966). This method is superior to the Fourier or harmonic analysis as for harmonic analysis one has, to start with, to choose a fixed period and the variance is subsequently partitioned with

reference to this period which may or may not be relevant to the series. However, no such limitations exist when power spectrum analysis is applied to the series. The periodicities, if any, are clearly brought out and the levels of significance can be tested. The power spectra of rainfall series of ten representative stations in India are also given in this paper.

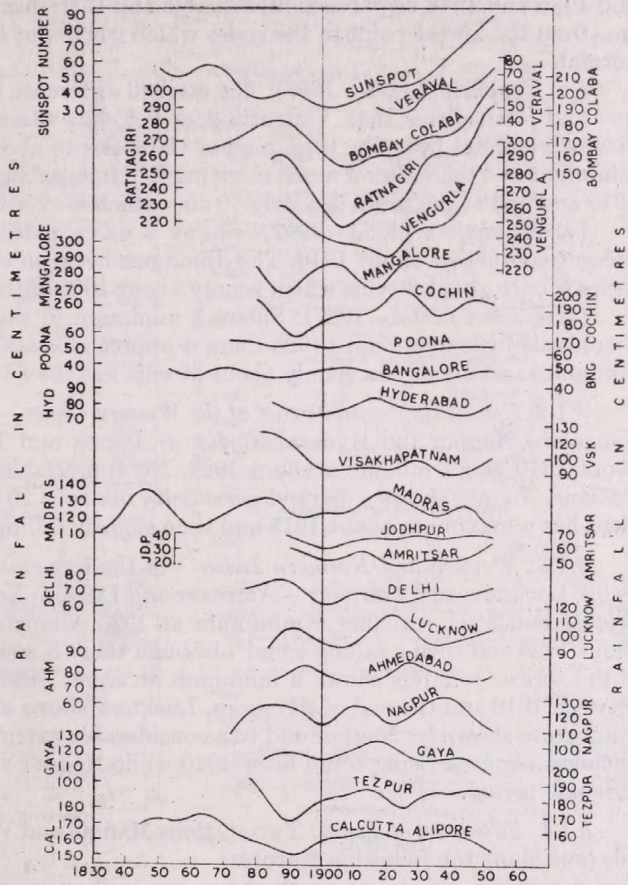


Fig. 4.

3. Results of analysis

3.1. *Low pass filter.* Fig. 4 shows the annual rainfall series of 20 representative stations of India treated with the low pass filters with 31 effective binomial weights. The following features can be seen from the figure.

3.1.1. *West coast of India.* Of the 6 stations situated on the west coast of India, 4 stations situated north of lat. 14° N show marked increase in the annual rainfall during the present century as pointed out in an earlier communication by the authors (Koteswaram & Alvi 1969). The chief features are as follows:

(i) *Veraval (1901-1967):* The series is rather short as the data are available from 1901. The treated series which shows a minimum weighted average of about 45 cms round about 1923 shows considerable increase thereafter in two stages and the total increase shown is over 30 cms i.e. about 60% of the normal.

(ii) *Bombay (Colaba) (1847—1967)*: Shows a minimum round about 1905 but later there is a continuous increase of varying degrees which becomes marked after 1940. The increase from 1905 to the end of the series is almost 50 cms which is about 30% of the normal annual rainfall.

(iii) *Ratnagiri (1869—1967)*: Also shows a minimum round about 1905 and later more or less a continuous increase with 3 marked stages. The increase between 1923 and 1935 and 1946 onwards is remarkable and there has been an increase of over 70 cms from the lowest point in the series which works out to almost 30% of the annual normal.

(iv) *Vengurla. (1871—1967)*: The marked difference between Vengurla and Bombay and Ratnagiri is that Vengurla does not show a minimum in 1905 but shows a downward trend from the beginning of the series to about 1919 when it reaches a minimum and thereafter a much more marked increasing trend. The increase between 1919 and end of the series is nearly 70 cms which is over 25% of the normal.

(v) *Mangalore (1864—1967)*: Shows a wavy pattern with a minimum in the present century at about 1916. The difference between the minimum and end of the series is only about 30 cms which is only about 10% of the normal.

(vi) *Cochin (1864—1967)*: Shows a minimum in the last century and although there is slight increase upto 1925 there is appreciable fall later. The increase between minimum and maximum is only about 30 cms less than 15% of the normal.

3.1.2. *Peninsular stations east of the Western Ghats* — of the four stations Poona, Bangalore, Nagpur and Hyderabad (*fig. 4*), Poona and Bangalore show a maximum about 1910 and a minimum about 1927. No appreciable trends are shown by these stations. Nagpur shows a marked periodicity of about 25 years but no trends. Hyderabad has a maximum about 1915 and then slightly falling trend upto 1940.

3.1.3. *Western and Northern India* — of the five stations Ahmedabad, Jodhpur, Delhi, Lucknow and Amritsar — Amritsar and Delhi in Northwest India show a slight rising trend after reaching a minimum at 1925 Ahmedabad shows a maximum at about 1925 and then a falling trend although there is again rising trend near the end of the series. Jodhpur shows a minimum at about 1900 and shows little variation between 1910 and the end of the series. Lucknow shows a periodicity of 25—30 years — a feature shown by Nagpur and to a considerable extent by Ahmedabad. However, Lucknow shows a rising trend after 1940 while Nagpur shows a falling trend during the same period.

3.1.4. *East coast of India*: Two stations Madras and Visakhapatnam representing this area show the following features:

(i) In the present century Visakhapatnam shows a slight peak about 1928 while Madras shows two marked peaks in 1918 and 1943.

(ii) The two stations often show opposing trends, e.g. Visakhapatnam has a rising trend between 1910 and 1930 and after 1942 while Madras indicates a falling trend during these periods. The two stations belong to different rainfall regimes, the former being dominated by the Southwest Monsoon (53 per cent of annual normal) and the latter by the Northeast Monsoon (60 per cent of annual normal).

3.1.5. *Northeast India*: The three stations Gaya, Calcutta (Alipore) and Tezpur represented here show the following features:

(i) All the three stations show a maximum round about 1915 although the peak is marked only in the case of Gaya.

(ii) Tezpur shows a marked minimum at about 1925 with a falling trend between 1915 and 1925. After 1925 there is a slight rising trend with a slight fall at the end of the series.

(iii) Calcutta and Gaya both show an appreciable falling trend after 1940 till the end of the series. In fact Gaya shows a decrease of about 20 cms. in rainfall (17% of normal) between 1917 and the end of the series.

3.2. Power spectrum analysis: The power spectra analysis of ten representative stations are shown here diagrammatically in fig. 5. The null continuum as well as the significance levels of 90% and 95% have been shown for each diagram. The main features are given below.

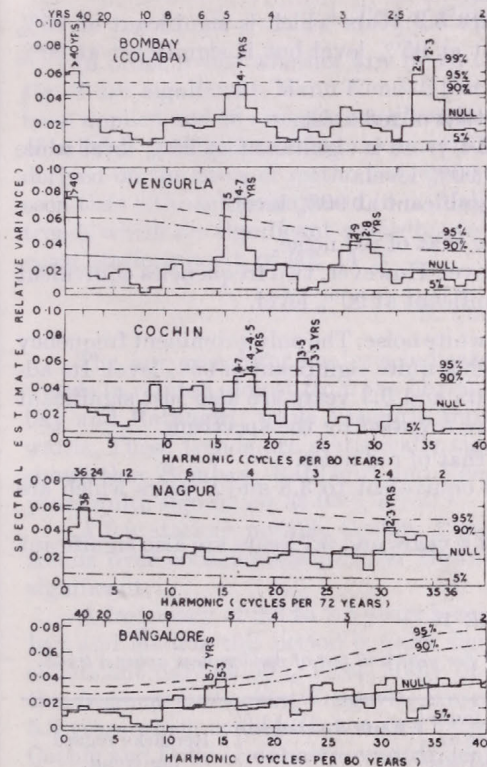


Fig. 5.1.

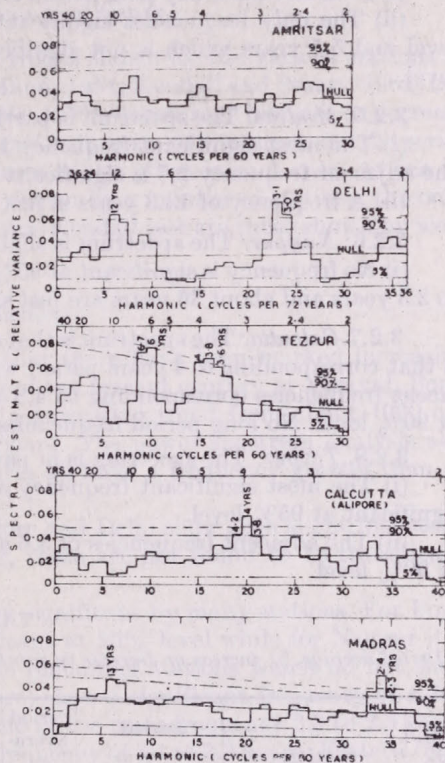


Fig. 5.2.

3.2.1. *Bombay (Colaba)*: The spectrum is that of a white noise.

(i) The first harmonic is significant even at 95% level and hence there is no doubt that there is a long period trend in the series (> 40 years) a fact which has also been shown by low pass filter analysis.

(ii) The 34 and 35th spectral values representing a frequency of 2.4 and 2.3 years respectively are significant at 95% level and the 2.3 years frequency is significant even at 99% level.

(iii) Another frequency 4.7 years cycle is significant at 90% level. This is also a harmonic of 2.3 years frequency.

3.2.2. *Vengurla*:

(i) The spectrum is partly that of red noise. The first peak representing a frequency of > 40 years is significant at 95% level, a trend also shown by low pass filter.

(ii) Frequencies 4.7 and 5 years are significant at 95% level while two spectral values representing 2.8 and 2.9 years frequencies are significant at 90% level.

3.2.3. Cochin:

(i) The spectrum is that of white noise and does not show any long period trend.

(ii) The most prominent frequencies significant at 95% level are 3.3 and 3.5 years respectively.

(iii) Two other frequencies representing 4.5 and 4.7 years are significant at 90% although they are not significant at 95% level.

3.2.4. *Bangalore*: Shows a spectrum which is part that of red noise.

(i) Does not show any long period trend.

(ii) The only frequencies significant are 5.3 years which is significant at 95% level and 5.7 years which is not significant at 95% level but is significant at 90% level.

3.2.5. *Madras*: The spectrum is partly that of red noise.

(i) The most significant frequency is 2.4 years is significant at 95% level while the adjacent frequency 2.5 is significant at 90% level.

(ii) A frequency of 13.3 years is just significant at 90% level.

3.2.6. *Nagpur*: The spectrum is slightly that of red noise.

(i) No frequency is significant at 95% level. However, two frequencies equivalent to 2.3 years and about 36 years are just significant at 90% level.

3.2.7. *Calcutta*: The spectrum is that of white noise. The only prominent frequency is that corresponding to 4 years period which is quite significant at 95% level. Its adjacent frequencies corresponding to 4.8 years and 5.3 years are also just significant at 90% level. No long period frequencies are revealed by the spectrum.

3.2.8. *Tezpur*: The spectrum is in part that of red noise.

(i) The most significant frequency are equivalent to 3.8 and 6 years which are significant at 95% level.

(ii) The adjacent frequencies of 3.6 and 4 years and 6.7 years are also significant at 90% level.

TABLE I

Period average, % increase or decrease in rainfall per year and test of randomness against trend.

S. No.	Station	Period		Period average (mm)	% increase or decrease per year	Rank Statistics		Remarks regarding trend.
		From	To			r	(r)t	
1.	Veraval	1901	1967	610	+1.35	+.331	+.163	Significant
2.	Colaba (Bombay)	1851	1900	1821	+ .17	+.030	+.183	Insignificant
		1901	1967	1920	+ .57	+.261	+.163	Significant
3.	Ratnagiri	1869	1900	2531	— .30	— .093	— .197	Insignificant
		1901	1967	2789	+ .45	+.372	+.163	Significant
4.	Vengrula	1871	1920	2643	— .30	— .023	— .191	Insignificant
		1921	1967	2686	.62	+.412	+.197	Significant
5.	Mangalore	1866	1915	3286	— .11	— .03	— .187	Insignificant
		1916	1967	3450	+ .11	+.021	+.187	Insignificant
6.	Cochin	1866	1905	2882	— .04	— .039	— .207	Insignificant
		1906	1967	3116	+ .22	+.130	+.170	Insignificant
7.	Poona	1901	1967	681	+ .25	+.138	+.163	Insignificant
8.	Bangalore	1901	1967	909	+ .14	+.100	+.163	Insignificant
9.	Nagpur	1901	1967	1213	— .10	— .090	— .163	Insignificant
10.	New Delhi	1901	1967	690	+ .34	+.151	+.163	Insignificant

3.2.9. *Delhi*: The spectrum is that of pure white noise.

(i) The most prominent frequency is equivalent to 3.1 years significant at 95% level while the adjacent frequency of 3.0 years is also just significant at 95% level.

(ii) Another prominent frequency is equivalent to 12 years, significant at 95% level while adjacent frequency of 10.3 years is significant only at 90% level.

3.2.10. *Amritsar*: The spectrum is that of pure white noise. No frequency is significant even at 90% level.

4. *Test of significance of trends*

In order to see whether any or all the trends shown by the various stations in *fig. 4* are significant, Mann Kendall test (Mann, 1954, Kendall and Stuart, 1961) has been applied and the results are given in *table 1*. The percentage increase or decrease of rainfall during the period under consideration in term of the mean for the series derived on the basis of method of least squares is also given in each case. As can be seen that although some trend in rainfall is shown by a number of stations, the only trends which are significant according to Mann-Kendall test are those shown by west coast stations north of lat. 14°N.

5. *Conclusions*

The low-pass filter analysis indicates that there have been marked increasing trends in rainfall almost from the beginning of the present century at Veraval, Bombay and Ratnagiri; while Vengurla shows a increasing trend from about 1920 onwards. These trends are statistically significant. The power spectrum analysis also shows that Bombay, Ratnagiri and Vengurla all have a frequency greater than 40 years quite significant at 95% level.

A few stations notably Cochin, Bangalore and Delhi show such slight increasing trends over considerable periods. However, these are not found to be statistically significant.

A frequency of 2.3 to 2.5 years is shown significant by many stations. For Bombay and Madras this period is quite significant at 95% level while for Nagpur it is significant only at 90% level. Many of the remaining stations which do not show this frequency, (Cochin, Vengurla, Bangalore) show a significant frequency of 4.7 to 5.3 years which could be taken as a harmonic of the basic frequency 2.3 to 2.5 years. Cochin and Delhi also show a predominant frequency of 3.1 to 3.3 years. Eastern India stations of Calcutta and Tezpur show a predominant frequency round about 4 years.

REFERENCES

- Mann, H. B., "Non-parametric test against trend, *Econometrica*, 1945, 13, 245.
Kendall M. G. and Stuart, A, *The Advance Theory of Statistics*, Hafner Publ. Co., New York, 1961, 2, First 3rd, Ed., 676.
Koteswaram & Alvi, *Current Science*, 1969, 38, No. 10, 229—231.
Kraus, E. B., Q. J. Roy. Met. Soc., 1955., Vol. 81, 198—210.
Pramanik, S. K. and Jagannathan P., *Ind. J. Met. & Geophysics*, 1952, 4(4), 291.
Rao, K. N., *Proceedings of the UNESCO/WMO Symposium on 'Changes of Climate'*, Rome, 1963, 49.
Rao, K. N., and Jagannathan, P. *Ibid*, 1963, 53.
World Meteorological Organisation, *Technical Note No. 79 on climatic change*, 1966.

Проблема овладения климатом и погодой для целей народного хозяйства

Ф. Ф. ДАВИТАЯ, *Институт Географии им. Вахушти Академии Наук Грузинской ССР, Тбилиси*

Az éghajlat és az időjárás hasznosítása népgazdasági célokra. A meteorológia fejlődésének története három periódusra osztható. Az első a közvetlen gyakorlati igényekkel függött össze és kb. a XIX. század közepéig tartott. A második periódusban — a XIX. század végétől és a XX. század elejétől — az időjárásnak és éghajlatnak mint a természet legfontosabb komponenseinek elméleti kutatása került túlsúlyba. A harmadik periódusra, amely napjainkban is tart, az elméleti kutatások és a gyakorlati alkalmazások összekapcsolása jellemző. Az elmélet és a gyakorlat azt mutatja, hogy a tudomány és technika fejlődésével az időjárás és éghajlat tényezőinek szerepe a népgazdaságban emelkedik, figyelembevételük azonban egyre bonyolultabb. Legnagyobb jelentőségük a mezőgazdaságban mutatkozik, ahol négy irány jelölhető ki: az agrometeorológiai feltételekre vonatkozó információ; e feltételek előrejelzése; sokéves viszonyaik ismerete; az éghajlat és az időjárás javítása. Az utóbbiak megváltoztatása egyrészt a talajra és a földfelszín más komponenseire való ráhatás útján, másrészt a légköri folyamatok megváltoztatása segítségével valósul meg. Az ember természetbe való beavatkozásának nemcsak pozitív, hanem negatív következményei is vannak. Az utóbbiak közé tartozik többek között a légkör szennyeződése. Ezért ki kell jelölni az utóbbiak kiküszöbölésének és a természet egyensúlya helyreállításának útjait.

×

The Problem of Utilizing Climate and Weather Factors for the Benefit of National Economy. The development history of meteorology may be divided into three distinct stages. The first one has been connected to immediate practical requirements and lasted till about the middle of the XIXth century. During the second stage of development (which began at the end of the XIXth century and at the beginning of the XXth century) the investigation of weather and climate as one of the most important natural environmental factors predominated. The third stage, which is lasting also in the present, is characterized by a link of theoretical investigations with practical applications. Theory and practice are indicating that the role played by weather and climate in national economy is increasing with the development of science and technology, their influences becoming, however, more and more sophisticated. Their greatest importance is experienced in agriculture, where four distinct directions of development may be mentioned: the gathering of information on conditions of agricultural meteorology; the forecasting of these conditions; the description of the behaviour of these conditions during prolonged periods of time; and the artificial amelioration of climate and weather. The modification of weather and climate is realized, on the one hand, by influencing the soil and surface conditions and, on the other hand, by a modification of atmospheric processes. However human interference with natural processes is accompanied not only by positive results but also by negative ones. Among the later, there is atmospheric pollution. Thus, it is necessary of finding way for the elimination of these negative results and for the restitution of natural equilibrium.

×

В истории развития метеорологии как науки различаются три важных периода. Первый из них связан с непосредственными запросами практики, главным образом сельского хозяйства, мореплавания и медицины. По продолжительности он был наиболее длительным, обнимая время от начала учения о климате и погоде вплоть до середины XIX столетия. Большинство работ этого периода имеет чисто практическую направленность. В то время считалось, что не только различные аспекты деятельности человека, но и его здоровье и болезни (малярия, туберкулез, различные природно-очаговые заболевания) определяются непосредственным влиянием климата и погоды. Это не было с научной точки зрения оправдано, но имело положительное значение для организации сети метеорологических станций и накопления результатов их наблюдений. Второй период продолжался около полувека — до конца прошлого и начала нынешнего столетия. Для этого пе-

риода характерно преобладание теоретических исследований, основанных на обобщении данных метеорологических наблюдений и направленных на изучение генезиса климатов, их распределений в пространстве и колебаний во времени, на познание причин формирования и изменения погоды и разработку методов ее прогноза. Для третьего периода, продолжающегося и поныне, характерно сочетание теоретических исследований климата и погоды с их практическими приложениями. Последние предполагают разработку методов рационального использования различными отраслями народного хозяйства благоприятных факторов климата и погоды и преодоления их отрицательных свойств. Прогноз изменения погоды и климата в основном также преследует указанные цели. При этом прикладные исследования способствуют развитию теории, а теоретические работы — разрешению важных практических проблем. Взаимное проникновение этих направлений оказалось весьма плодотворным. Если раньше теоретические исследования противопоставлялись практическим, то ныне стираются грани между ними. Конечно, далеко не все теоретические исследования могут преследовать практические цели, но со временем все или почти все они приобретают производственную значимость, и наиболее ценной для практики все же становится хорошая теория.

Учет климата и погоды

В прошлом считалось, что учет факторов климата и погоды важен при относительно низком уровне развития той или иной отрасли хозяйства, когда человек в своей деятельности весьма зависим от природы. С повышением же этого уровня, особенно с развитием техники, указанная зависимость становится все меньшей. Из этого факта делались выводы о том, что необходимость учета факторов климата и погоды с течением времени, якобы, должна уменьшаться. Последняя точка зрения оказалась, однако, абсолютно неверной. Теория и опыт, напротив, показывают, что с развитием техники и повышением культуры хозяйства задача учета гидрометеорологического режима суши и моря неизмеримо расширяется, методы наблюдений и их обработки становятся все более сложными, прогноз изменения климата и погоды и активные воздействия на них приобретают все большее значение. Для благополучного плавания примитивных морских судов необходимо было знать в основном только направление и скорость ветра, а также морское волнение, но с усовершенствованием этой техники возникла необходимость учета также видимости и некоторых других атмосферных явлений, а ныне для современных морских кораблей, кроме указанных выше параметров, надо знать температуру, соленость и плотность воды на различных глубинах, ее оптические и акустические характеристики; направление, глубины и скорость морских течений, характер грунтов, волнение, ледовитость, режим приливов и отливов и многое другое. Все это означает, что для планирования морских перевозок современными средствами, прежняя характеристика многолетнего гидрометеорологического режима атмосферы и гидросферы совершенно недостаточна. Еще более усложнено текущее гидрометеорологическое обслуживание этой отрасли хозяйства. В связи с увеличением скоростей и улучшением маневренности кораблей, гидрометеорологические данные надо собирать в короткие сроки в обширном пространстве, обрабатывать быстро, составлять прогноз и столь же быстро принять решение о наиболее выгодном в данной ситуации режиме плавания. Таково же положение и в авиации, сельском хозяйстве, промышленности, строительстве и во многих других отраслях экономики.

С развитием науки и техники человек становится все более свободным от влияния стихийных процессов природы, но такая свобода достигается не независимо от них и не без их учета, а, напротив, в самой тесной связи с ними и при более точном решении задач, учитывающих многофакторные взаимосвязи.

Влияние климата и погоды наиболее значительно в сельском хозяйстве в широком смысле, включая лесное хозяйство, охотничьи промыслы, рыболовство и другие виды человеческой деятельности, связанные с производством продуктов питания и сырья для легкой промышленности. Продукты эти добываются и воспроизводятся в основном на открытом воздухе, при прямом или косвенном воздействии климата и погоды. Поэтому здесь нужны более глубокий и всесторонний учет этих факторов, более точные расчеты и прогнозы их влияния на эффективность применяемых средств и труда, чем это требуется в промышленности, на транспорте или в других отраслях народного хозяйства.

Корреляционная связь урожая с климатом и погодой повышается с введением в производство более продуктивных растений, улучшением ухода за ними, поднятием плодородия почвы и повышением культуры земледелия [1]. Происходит это потому, что недостаточно используемые в начале факторы экологической среды (свет, тепло, влага и др.) все больше ставятся на службу урожая, меньше расходуются на физические процессы и больше — на создание органического вещества, увеличиваются коэффициенты их полезного действия. Это имеет важное значение не только для того, чтобы повысить урожай, но и сделать его относительно (но не абсолютно) более устойчивым по годам. Дело в том, что при прочих равных условиях урожай является функцией погоды (климата), свойств растений и приемов их возделывания (обработка почвы, ее удобрение, уход за растениями и др.). Последние два фактора условно могут именоваться термином агротехника в ее расширенном понимании. Если агротехника не меняется во времени и пространстве, то переменным становится урожай, размеры которого определяются изменчивой по годам погодой или изменчивым по районам климатом. Это закономерность является характерной для любых земледельческих районов мира, где не применяется искусственное орошение. Высокая агротехника сама по себе не снимает ежегодного колебания урожаев. Напротив, чем выше уровень не изменяющейся по годам агротехники, тем более неустойчивым становится урожай — обильные сборы сельскохозяйственной продукции в благоприятные по погодным условиям годы сменяются урожаем немного ниже нормы. Но поскольку сама норма при интенсивной и далеко не всегда оправданной агрикультуре повышается, относительное колебание урожаев, выраженное в процентах, создает ложное впечатление об абсолютной устойчивости урожаев по годам.

Может показаться парадоксом, но факты таковы, что, например, в Англии, где климат, казалось бы очень ровный, применяется много удобрений, проводится хорошая обработка полей и обеспечивается надлежащий уход за растениями, абсолютное колебание урожаев из года в год такого же порядка, как в крайне неустойчивых по увлажнению сухих степях юго-востока СССР. В районах же со значительной изменчивостью погоды (главным образом увлажнения) по годам, но относительно высоким средним многолетним урожаем, в таких, например, как прерии Канады и США, колебание урожаев вдвое больше, чем в Англии. Объясняется это тем, что высокая, но не изменяющаяся по годам агротехника максимально использует незначительное отклонение погоды в благоприятную против нормы сторону, давая существенную прибавку урожая. При ухудшении же метеорологической обстановки в следующем году стабильная агротехника не может нейтрализовать отрицательное влияние неблагоприятных условий, и земледелец расплачивается за свою неповоротливость большим количеством урожая. Эти потери тем значительнее, чем лучше агротехника и, следовательно, чем выше средний уровень урожая. Сказанное относится не только к растениеводству, но в одинаковой мере и к животноводству.

Ввиду достаточно тесной и все увеличивающейся связи объектов сельского хозяйства с гидрометеорологическими факторами, служба погоды и климата приобретает все большее значение. Обобщая советский и мировой опыт можно полагать, что эта служба применительно к сельскому хозяйству имеет в настоящее время четыре аспекта и, по-видимому, будет развиваться в ближайшей перспективе в следующих основных направлениях:

1. Информация о текущем состоянии гидрометеорологического режима сельскохозяйственных полей, с одной стороны, роста и развития растений и животных, с другой.

2. Прогноз тех и других за предстоящий, возможно длительный, период.

3. Сельскохозяйственная оценка территорий их агроклиматическое районирование. Последнее может также рассматриваться как прогноз, но не связанный с определенными сроками. Агроклиматические карты раскрывают сельскохозяйственный потенциал территории и имеют такое же значение, как и прогнозные карты в геологии или сейсмологии.

4. Мелиорация текущего гидрометеорологического и многолетнего климатического режима местообитания растений и животных.

Гидрометеорологическая конференция

Характерным для современного этапа развития науки являются принципиально новые возможности производства агрометеорологических наблюдений, сбора научной информации и ее обработки. Если до сих пор во всех странах ограничивались только наземными наблюдениями, производимыми, правда, на сотнях и тысячах точек, то ныне уже вошло в практику изучение, например, снежного покрова, и состояния растений с самолетов; выделение зон осадков, грозовой облачности и некоторых других атмосферных явлений, используя радиолокационные установки. Последние применяются также в успешно проводимых экспериментах по количественной оценке пространственного распределения ряда метеорологических элементов. Разрабатывается методика для метеорологической характеристики приземного слоя воздуха, определения фаз развития растений и их урожайности на больших площадях путем их облета и определения с воздуха различных составляющих радиационного баланса деятельных поверхностей. В самое последнее время открылись заманчивые перспективы измерения со спутников Земли температуры и влажности почвы и приземного слоя воздуха, регистрации физических процессов, происходящих в нижней атмосфере, определения фаз развития, общего состояния и урожая растений на громадных территориях. Уже отработана или находится в процессе отработки система быстрого сбора всей этой информации и ее анализа, с использованием быстродействующих электронно-счетных машин.

В производство традиционных наземных агрометеорологических наблюдений, в улучшение климата почвы и приземного слоя воздуха, особенно в условиях закрытого грунта, вносится ряд важных достижений современной физики и химии. Речь идет о конструировании полупроводниковых приборов для измерения различных параметров климата почвы и приземного слоя воздуха, температуры и влажности растения, его транспирации, о передаче этой информации на расстояние и о регулировании агрометеорологических условий роста и развития растений методом обратной связи в соответствии с заданной программой; используются пленки некоторых пластических масс для укрытия растений и создания оптимума экологической среды или для покрытия собранных плодов с целью их продолжительной транспортировки, а также долгого хранения в свежем виде. Открылись некоторые перспективы применения мономолекулярных и мультимолекулярных пленок для уменьшения испарения воды. Регулируя затрату тепла на

этот процесс, представляется возможным изменять тепловой режим орошаемых полей, а также самих растений путем снижения свойственной им эвапотранспирации.

Прогнозы и их использование

Агрометеорологические прогнозы имеют две специфические особенности. Во-первых, они должны составляться, как правило, на более продолжительный срок, чем даются прогнозы погоды общего пользования или специальные прогнозы для авиации, морского флота, наземного транспорта и т.д. Краткосрочные прогнозы в сельском хозяйстве практически не могут быть использованы за исключением прогнозов об ожидаемых заморозках, градобитиях и некоторых других явлениях. Во-вторых, прогнозы, используемые на производстве должны иметь высокую оправдываемость. Дело в том, что польза от оправдавшихся прогнозов обычно меньше, чем вред от прогнозов не оправдавшихся. Так, например, при игре из 99 равноценных партий можно проиграть 49, а выиграть 50 партий и все же остаться в выигрыше, имея перевес всего на 0,5%. К оценке же практической эффективности прогнозов подобные критерии не применимы. Допустим, дан прогноз крайне благоприятных для урожая условий. Если он оправдается, урожай может быть повышен в 1,5—2 раза, но если погода будет противоположной прогнозу, урожай может снизиться в 5—6 и больше раз. Если самолету дан прогноз крайне благоприятных условий, и он оправдался, это может ускорить доставку пассажиров к месту назначения, поднять их самочувствие удобным и приятным полетом, сэкономить горючее и моторесурсы, вызвать меньшую усталость экипажа, но все это не идет ни в какое сравнение с убытком, связанным с катастрофой самолета, если погода окажется противоположной прогнозу.

Естественно полагать, что достоверность агрометеорологических прогнозов существенно зависит от оправдываемости прогнозов погоды. Такая зависимость несомненно существует, но она очень невелика. Если бы агрометеорологические прогнозы базировались на прогнозах погоды, то тогда пользоваться ими было бы невозможно. Оправдываемость долгосрочных прогнозов погоды оценивается, как известно, коэффициентами корреляции порядка 0,6—0,7. Связь же погоды с урожаем выражается коэффициентами 0,7—0,9. Следовательно, оправдываемость агрометеорологического прогноза, основывающегося на прогнозе погоды, может быть ограничена коэффициентами 0,4—0,6. Поэтому методы агрометеорологических прогнозов разрабатываются на другой основе и развиваются в ином направлении, хотя в них могут учитываться и ожидаемые по долгосрочному прогнозу условия погоды. Будущее состояние растений и их урожай, конечно, зависят от того, какая будет погода, но они, как правило, в значительно большей степени зависят от условий среды и состояния растений в момент составления прогноза. В этот момент рост и развитие растений обуславливаются прежними, уже ассимилированными условиями среды, которые сами по себе имеют некоторую инерцию во времени. Кроме того, довольно точно могут быть учтены имеющиеся запасы тепла и влаги, а также обычно наблюдаемая и климатически установленная закономерность их изменения на предстоящий период. Введение в расчетную формулу всех этих уже известных параметров предопределяет сравнительно высокую обеспеченность прогноза. Более того, зная запасы воды в почве, например, к началу сева ранних яровых культур, а также климатическую закономерность нарастания тепла, выпадения осадков и расходования почвенной влаги во времени по средним многолетним данным, можно еще до посева с большой вероятностью предвидеть состояние растения и возможные урожаи. По указанной причине неоправдавшиеся долгосрочные прогнозы погоды мало влияют на ошибки агрометеорологических прогнозов, за исключением тех случаев, когда состояние расте-

ний определяется кратковременными критическими значениями отдельных метеорологических явлений (заморозки, суховеи, град и т.д.). Но такие явления, как правило, не поддаются долгосрочному прогнозированию.

Разработанные указанными путями методы прогноза ныне широко используются для предвидения ожидаемого состояния и урожая многих сельскохозяйственных культур и кормовых угодий. В развитии метода, изложенного в [2], прогнозируется также возможность получения в благоприятные годы двух урожаев; кроме того, рассчитываются оптимальные для предстоящего сезона оросительные нормы, существенно меняющиеся по годам в зависимости от теплообеспеченности вегетационного периода.

Климатические ресурсы

Методика сельскохозяйственной оценки климатов и их агроклиматического районирования в настоящее время достаточно хорошо разработана. Эта оценка может преследовать как общие цели, имея в виду все объекты сельского хозяйства или их значительное число, так и быть более определенной, рассматривая отдельную сельскохозяйственную культуру (пшеницу, кукурузу, виноград и др.) по группам сортов или применение отдельных приемов земледелия (система обработки почвы, способы осушения, орошения и др.). Такая оценка может быть проведена для любой территории — всей Земли, континентов, стран и т.д., вплоть до отдельных хозяйств. Чем дробнее представлен сельскохозяйственный объект и меньше территория, т.е. чем крупнее масштаб районирования, тем конкретнее производственное значение оценки климатических ресурсов. Последний термин введен в науку сравнительно недавно [5], но получил широкое распространение. Он предполагает, что климат следует рассматривать как один из важнейших естественных ресурсов, который можно использовать, эксплуатировать так же, как и любой другой природный ресурс. Климатические ресурсы составляют характерное для данного места и времени года среднее многолетнее количество тепла и влаги, их различные сочетания, количество снега, льда, энергии солнечной радиации, ветра и некоторые другие. Многие из этих ресурсов используются в сельском хозяйстве, составляя агроклиматические ресурсы.

Среди природных ресурсов есть такие, которые после их израсходования практически не восстанавливаются. К ним в первую очередь относятся минеральные ресурсы. Другие ресурсы, как например, почв, лесов, фауны и т.д., восстанавливаются медленно. Климатические ресурсы обладают замечательным свойством — они восстанавливаются периодически (свет), непрерывно (тепло) или почти непрерывно (влага, ветер и др.). Для того, чтобы получить одну тонну урожая, надо затратить на транспирацию растения до одной и более тысяч тонн воды и несколько сот тысяч килокалорий тепла. Указанное количество воды восстанавливается атмосферными осадками, а израсходованное тепло возмещается поступающей солнечной радиацией.

Если количество солнечной радиации сравнительно мало изменяется по территории, то сумма осадков варьирует на близких расстояниях в 2—3 раза в отдельные годы и на несколько десятков процентов в средних многолетних величинах. Особенно значительна эта вариация в засушливых районах, где существенна доля ливневых осадков. Соответственно меняется и продуктивность различно увлажняемых земель. Если агротехника будет достаточно мобильной и адекватной складывающимся в природе условиям, то потенциальные агроклиматические возможности могут быть реализованы и получены, хотя и различные, но максимально возможные в каждом случае урожая. Этот же максимум превосходит фактически добываемые ныне урожаи примерно в пять раз. В ряде районов умеренной зоны в настоящее время получают только один урожай; между тем в боль-

шинстве лет при положительной аномалии тепла и достаточной водообеспеченности, в них могут быть собраны два урожая. Если учесть это обстоятельство, то указанный максимум может быть превышен почти вдвое.

Для обеспечения устойчивости общегосударственных сборов урожая по годам существенное значение имеет использование взаимнокомпенсирующего режима климатических условий различных районов обширной территории. Существует, например, достаточно четко выраженная связь между засушливыми и нормально увлажненными годами в пределах широтно расположенной степной зоны СССР. Циклоническая деятельность на западе и антициклоническая на востоке, или наоборот, составляют звенья общей циркуляции атмосферы и их обратная корреляция вполне закономерна. На территории всех социалистических стран, взятых вместе, взаимнокомпенсирующий климатический эффект еще более значителен.

Весьма важным представляется такое районирование культурных растений, которое позволит непрерывный сбор свежих продуктов сельского хозяйства (овощей, фруктов, ягод, винограда и др.) по типу природного (географического) конвейера [3]. Суть его заключается в том, чтобы наиболее скороспелые культуры выращивать в самых жарких районах, где созревание их будет обеспечено в самые ранние сроки — весной или в начале лета; последующие по скороспелости культуры их сорта возделывать в таких районах, в которых сроки созревания растений будут нарастать непрерывно вплоть до конца осени.

В последние десятилетия многое сделано по разработке методов использования климатических данных в промышленности, особенно в горнодобывающей, для целей строительства, развития курортного хозяйства и туризма, в том числе и международного. Успехи традиционных отраслей прикладной метеорологии и климатологии, таких как авиационная, морская, транспортная, медицинская и другие привели к весьма эффективному применению данных о климате и погоде для практических целей.

Мелиорация климата и погоды

Мелиорация климата почвы и приземного слоя воздуха, а также погоды достигается двумя важнейшими путями: 1. воздействием на почву и на другие компоненты земной поверхности и 2. изменением интенсивности и направления в развитии самих атмосферных процессов. Первый из них часто именуют изменением микроклимата, а второму приписывают макромасштабы. В действительности оба метода, имеющие огромное значение, могут применяться и быть значимыми в любом масштабе. Путем изменения микроклиматов можно преобразовать климаты всей страны, вместе с тем изменение физических процессов в атмосфере может быть весьма локальным.

По первому пути достигнуты весьма существенные результаты. Научно доказана высокая эффективность в изменении климата почвы и приземного слоя воздуха таких приемов как система обработки почвы, ползащитные лесные полосы, задержание снега, а также талых вод и ливневых осадков, орошение, осушение, устройство прудов и водоемов и др. Все эти приемы получили широкое применение. Большинство их направлено на борьбу с засухой, все еще наносящей существенный вред сельскому хозяйству. Характерно, что засухи поражают районы, где годовое количество осадков составляет 350—500 мм. Между тем, такое количество воды могло бы обеспечить урожай, например, пшеницы, в 35—50 ц/га, если расходовать воду только на транспирацию и допустить пока еще невозможный случай полного исключения физического испарения с поверхности почвы. Если бы удалось придать почве свойства одностороннего пропускания воды — только сверху вниз, а выпадающие атмосферные осадки расходовать, главным

образом, через растение, то это позволило бы в засушливых ныне районах поднять урожайность по крайней мере втрое.

Из методов воздействия на атмосферные процессы наиболее перспективным, в настоящее время, представляется борьба с градобитием путем введения в грозовые облака различных кристаллизующих реагентов (AgJ , PbJ_2 и др.), стимулирующих выпадение осадков до образования града. Важное значение приобретает также введение указанных реагентов в переохлажденные туманы и облака с целью раскрытия аэродромов. Кроме того, они могут применяться для увеличения твердых осадков в холодное время года, главным образом, в горных районах.

Отрицательное влияние человека и его устранение

Влияние человеческой деятельности на природу имеет не только положительные результаты, но, к сожалению, вызывает и отрицательные последствия. Уничтожение лесов привело к расширению степей, сжигание топлива всех видов — к возрастанию средней концентрации углекислого газа, ненаправленная деятельность человека приводит к загрязнению атмосферы.

Принято считать, что атмосфера загрязняется только в городах и промышленных центрах. Это неверно. Правда, степень загрязнения воздуха здесь больше, чем вдали от них. Однако, вследствие циркуляции атмосферы, загрязнение воздуха стало явлением уже глобальным и охватывает почти всю тропосферу. Увеличению современной запыленности атмосферы способствует, главным образом, все расширяющаяся распашка земель, вырубка лесов, наступление степей на лесную зону и пустынь на степи, развитие городов и транспорта, быстрые темпы расширения и роста всех видов промышленности. На повышенное содержание аэрозольных частиц влияет также усиление меридиональной составляющей общей циркуляции атмосферы. Помутнение атмосферы и изменение ее оптических характеристик нарушает веками сложившийся природный комплекс, влияет на усиленное таяние ледников путем изменения их альбедо, на режим климата [4], на растительность, урожай сельскохозяйственных культур и продуктивность животных и даже на развитие промышленности, особенно таких передовых отраслей современной промышленности, как полупроводниковая, оптическая, фотохимическая и многие другие. Таким образом, загрязнение воздуха становится ныне не только санитарно-гигиенической проблемой.

Для того, чтобы сделать атмосферу чистой и здоровой необходимо прекратить нерациональную рубку лесов; в степных районах разводить лесонасаждения; орошать пустыни и создавать в них мощные плантации культурных растений; озеленять города и села; ввести такую систему обработки почвы, которая исключала бы ее ветровую эрозию; уменьшить, а дальше прекратить выбрасывание промышленностью и транспортом огромного количества дыма в атмосферу; в перспективе надо строить беструбные заводы и бездымные транспортные средства, переводя их на работу по замкнутой технологической схеме и используя все отходы производства.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Давитая Ф. Ф.: Современное состояние изученности агроклиматических ресурсов СССР и успехи оперативной агрометеорологической службы. Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания, Том 1, Гидрометеиздат, Л., 1962, 163—173.
- [2] Давитая Ф. Ф.: Метод прогноза обеспеченности теплом. *Időjárás*, 3, 138—148, 1963. Прогноз обеспеченности теплом и некоторые проблемы сезонного развития природы. Гидрометеиздат, М., 1964, 1—132.
- [3] Давитая Ф. Ф.: Использование природного конвейера для круглогодичного производства свежих продуктов сельского хозяйства. Известия Академии Наук СССР, серия географическая, 5, 1962, 64—70.
- [4] Davitaya F. F.: Atmospheric Dust Content as a Factor Affecting Glaciation and Climatic Change. *Annals of the Association of American Geographers* V. 59, N3, 1969, 552—560.
- [5] Давитая Ф. Ф.: Климатические зоны винограда в СССР, Гидрометеиздат, Л.-М., 1938, 1—184.

Bericht über einen Versuch mit regelmäßigen Monatsvorhersagen

FRANZ BAUR, Bad Homburg

Beszámoló a rendszeres havi előrejelzések vizsgálatáról. 1967 nyara óta szerző a „Berliner Wetterkarte” mellékletében kísérleti havi előrejelzéseket közül Közép-Európa várható időjárásáról. Ezen előrejelzések alapjául lineáris regressziós egyenletek szolgálnak, az előrejelzés elvi bázisát szerző még 1926-ban kifejtette [3]. A kidolgozott módszer rutin-szerű használatára az elektronikus számítógépek alkalmazása adott lehetőséget. További, fizikailag megalapozott változókat lehetett bevonni, ezek közül legfontosabb az általános cirkuláció ingadozásainak figyelembevétele [5]. E tényező figyelembevételével az 1967-ben végzett kísérleti előrejelzések azonban még mindig nem adtak kielégítő eredményt. Szerző ezért 1968-ban és 1969-ben tovább javította módszerét. E továbbfejlesztés lényege az volt, hogy az előrejelzésbe bevont meteorológiai változókat egyrészt nagyobb területről (az Északi Félgömb 170° W és 100° E meridiánokkal határolt része), másrészt részletesebben területi és időbeni felosztás alapján (pl. Közép-Európa, déli északi, keleti, nyugati körzeteinek havi középhőmérséklete, félhavi és dekád átlagok bevonása) vette figyelembe. A II. táblázatból látható, hogy az 1969 márciusától 1970 márciusáig terjedő időszakra készített összesen 98 előrejelzett átlagban, az eltérések prognosztizált előjele az esetek 79%-ában bevált. Ha az 1967. és 1968. évekre készített előrejelzésekkel való összehasonlíthatóság kedvéért a táblázatnak csak az Y_1 és Y_6 oszlopát nézzük, látjuk, hogy az e rovatokban levő 23 előrejelzés közül az előjel 20-szor, azaz az esetek 87%-ában vált be. Az elért haladás nyilvánvaló. A hó első harmadának csapadékgyakoriságára vonatkozó előrejelzéseknél, 1969 márciusától 1970 májusáig az eltérések előjelei az esetek 75 százalékában váltak be.

✱

Информация о работах, связанных с систематическими месячными прогнозами погоды. Начиная с лета 1967 г. в приложении к Берлинской синоптической карте «Berliner Wetterkarte» автор публикует в порядке опыта прогнозы погоды для Центральной Европы с заблаговременностью на 1 месяц. В основе этих прогнозов лежат регрессионные уравнения. Принципы составления этих прогнозов были изложены автором уже в 1926 г. [3]. Применение ЭВМ позволило использовать разработанный метод в производственном масштабе. В метод можно было ввести дополнительные физически обоснованные параметры, наиболее значительным из которых является учет колебаний общей циркуляции [5]. Однако, экспериментальные прогнозы, составленные в 1967 г. уже с учетом этого параметра, все еще не дали удовлетворительных результатов. В связи с этим в 1968 и 1969 гг. автор проводил работы по усовершенствованию метода. Сущность усовершенствования заключается в том, что метеорологические параметры берутся — с одной стороны — с более обширной территории (с области северного полушария, ограниченной меридианами 170° зап. и 100° вост.) и — с другой стороны — по более подробному их подразделению по территориям и времени (напр. берутся месячные средние температуры южной, северной, восточной, западной областей Центральной Европы, используются полумесячные и декадные средние величины). Из таблицы II видно, что в среднем всех 98 высказываний периода от марта 1969 до марта 1970 оправдание предсказанных знаков отклонений было 79%. Если для сравнения их с предсказаниями гг. 1967 и 1968 мы ограничиваемся на столбцы Y_1 и Y_6 таблицы, то видно, что эти 23 предсказания знаков, содержащиеся в этих столбцах оправдались 20 раз, т. е. в 87% всех случаев. Достигнутый успех очевиден. При предсказаний частоты осадков первой трети месяца внутри периода от марта 1969 до мая 1970 знаки отклонений оправдались в 75%.

✱

Von staatlichen Dienststellen sind bisher an regelmäßigen, d. h. in festgesetzten, gleichen Abständen veröffentlichten langfristigen Witterungsvorhersagen in Mitteleuropa nur die vom „Forschungsinstitut für langfristige Witterungsvorhersage“ bearbeiteten und vom Deutschen Wetterdienst in Presse und Rundfunk verbreiteten

Zehntage-Vorhersagen in den Sommermonaten der Jahre 1932 bis 1939 gegeben worden. Sie sind im ersten Jahr, 1932, zu 70% eingetroffen. In den weiteren Jahren sind die Zehntage-Vorhersagen von einem vom damaligen Reichsamt für Wetterdienst gleichmäßig über ganz Deutschland verteilten Stab von Gutachtern geprüft worden. Dabei ist nach *Ludwig Weickmann* [1] „ein Durchschnitt von Treffern zwischen 80 und 90% erzielt und die Prognose von den meisten Prüfern als sehr brauchbar und geradezu als unentbehrlich bezeichnet worden.“ Infolge der erzwungenen militärischen Unterstellung des genannten Forschungsinstituts sind während des Krieges die Zehntagevorhersagen nicht mehr veröffentlicht worden und ist das Institut nach dem Kriege aufgelöst worden. Eine Neugründung des Instituts wurde nach dem Kriege trotz vorliegender Genehmigung der damaligen zuständigen Besatzungsmacht von deutscher Seite versäumt.

Regelmäßige Monatsvorhersagen sind vom Verfasser, der früher Leiter des Forschungsinstituts für langfristige Witterungsvorhersage war, bisher nicht veröffentlicht worden, da dies nach seiner Ansicht wegen der zu erwartenden ungenügenden Eintreffhäufigkeit nicht zu verantworten war. Dagegen hat der Verfasser nach dem Kriege in den Jahren 1948 bis 1960 von Zeit zu Zeit, in unregelmäßigen Abständen, Monats- oder auch Jahreszeitvorhersagen auf der Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone oder als Beilage zur Berliner Wetterkarte oder in den „Mitteilungen der Deutschen Landwirtschaftsgesellschaft“ veröffentlicht. Diese Voraussagen wurden dann gegeben, wenn die laufende Verfolgung des allgemeinen Luftkreislaufes starke Störungen der Zirkulation erkennen ließen und gleichartige Besonderheiten im gleichen Jahresabschnitt in früheren Jahren mit überzufälliger und mehr als 90% relativer Häufigkeit von artverwandten Entwicklungen mit gleichen Anomalievorzeichen der vorauszusagenden Witterungselemente gefolgt waren. In solchen Fällen konnte — besonders, wenn die „ähnlichen“ Fälle auch noch eine ähnliche Lage im Sonnenfleckenzyklus aufwiesen, — auf Grund der Analogie mit hoher Eintreffwahrscheinlichkeit eine Vorhersage gegeben werden. Der Vorteil dieser „Analogie-Methode“ ist, daß keine Voraussetzungen über die Form des Zusammenhangs, z. B. Linearität, gemacht zu werden brauchen, sowie die hohe Eintreffhäufigkeit der Prognosen, sofern *streng* auf sehr hohe relative Häufigkeit gleichartiger Folgewitterung und Überzufälligkeit nach strengem Maßstab geachtet wird. Der Nachteil dieser Methode ist, daß sie bei der Beschränkung des heute zur Verfügung stehenden Beobachtungsmaterials nur selten angewandt werden kann. Immerhin konnten nach dieser Methode in den Jahren 1948 bis 1960 23 Monats- oder Jahreszeitvorhersagen für Deutschland oder Mitteleuropa gegeben werden, von denen nach [2] 92% eingetroffen sind. Voraussetzung für die Erreichung einer so hohen Eintreffhäufigkeit ist aber die strenge Erfüllung der genannten Voraussetzungen. Als auf Drängen von verschiedenen Seiten der Versuch gemacht wurde, die Grundsätze etwas zu lockern, um möglichst für jeden Sommer und Winter eine Vorhersage geben zu können, haben sich — wie zu erwarten — mehr Fehlvorhersagen ergeben als vorher.

Um zu einer regelmäßigen Monatsvorhersage zu kommen, hat Verfasser neuerdings — seit Sommer 1967 — auf die Methode der Beziehungsgleichungen (regression equations) zurückgegriffen. In [3] ist die praktische Ausführung dieser Methode mit Hilfe des *Gaußschen* Ausgleichverfahrens erläutert und die Berechtigung ihrer Anwendung auf Reihen zeitlich zusammengefaßter meteorologischer Beobachtungen (Monats- und Vierteljahresmittel) aufgezeigt worden. Der Nachteil dieser Methode besteht in der linearen Aneinanderreihung der einzelnen Zusammenhänge zwischen vorausgegangenem Großwetter und nachfolgender Witterung. Das macht sich vor allem geltend, wenn nur wenige bedingende Veränderliche betrachtet werden, wie das aus arbeitstechnischen Gründen früher notgedrungen der Fall war. Heute, wo es möglich ist, zur Abkürzung des Arbeitsvorgangs elektronische Rechenmaschinen

einzusetzen, können die durch die Linearisierung begangenen Fehler durch eine Vermehrung der Glieder abgeschwächt werden. Inwieweit das möglich ist, kann nur durch einen über längere Zeit ausgedehnten Versuch ermittelt werden.

Die physikalische Grundlage der Monatsvorhersagen

Selbstverständlich hat die Anwendung der Methode der Beziehungsgleichungen nur dann Aussicht auf Erfolg, wenn die Auswahl der bedingenden (unabhängigen) Veränderlichen physikalisch durchdacht ist. Bei dem seit Sommer 1967 laufenden Versuch mit regelmäßigen Monatsvorhersagen wurde von dem in [4] und [5] dargelegten Ablauf der Schwankungen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation ausgegangen. Danach sind vier Haupttypen der Gesamtzirkulation auf der Nordhalbkugel zu unterscheiden:

- a) verminderte zonale und verminderte meridionale Zirkulation,
- b) gesteigerte zonale und verminderte meridionale Zirkulation,
- c) gesteigerte zonale und gesteigerte meridionale Zirkulation,
- d) verminderte zonale und gesteigerte meridionale Zirkulation.

(vergleiche Abbildungen 20 bis 23 in [4] oder Abbildungen 1 bis 4 in [5].)

Die hierauf aufgebauten Untersuchungen unterscheiden sich demnach von den üblichen Theorien der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation dadurch, daß sie nicht wie diese nur hohen (high) und niederen (low) Index, d. h. gesteigerte und verminderte zonale Zirkulation gegenüberstellen, sondern die meridionale Zirkulation als gleichberechtigtes Glied neben die zonale Zirkulation stellen. Dementsprechend finden sich unter den bedingenden Veränderlichen der Beziehungsgleichungen nicht nur meridionale Druckdifferenzen (selbstverständlich auf Meeresniveau reduziert) wie z. B. Ponta Delgada — Stykkisholm oder $1/2$ (Basel + Wien) — $1/2$ (Oslo + Stockholm), sondern auch zonale Druckdifferenzen wie Kopenhagen — Edinburgh oder Haparanda — Stykkisholm. Schließlich gehen auch Einzelluftdrucke oder mittlere Luftdrucke mehrerer Stationen in die Beziehungsgleichungen ein von Punkten oder Gebieten, in denen erfahrungsgemäß häufig blockierende Hochdruckgebiete auftreten oder von anderen, in denen oft stationäre Luftdruckminima liegen.

Die Schwankungen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation sind nach [5] nicht eigenbürtig (autochthon); sie haben aber dennoch ihre eigenen, durch Land- und Meerverteilung und andere Konstanten der Erde bedingten Gesetze. Die Zirkulation im kommenden Monat ist infolgedessen von der Zirkulation im gegenwärtigen Monat, diese von der Zirkulation im vorausgegangenen Monat abhängig. Man erfaßt daher einen Teil der Ursachenkette, die zum Witterungsgepräge des kommenden Monats führt, wenn man die Anomalien der atmosphärischen Zirkulation in den vorausgegangenen Monaten in Rechnung stellt. Die Feststellung der Zirkulationsanomalien nicht nur in einem, sondern über mehrere vorausgegangene Monate ist deshalb erforderlich, weil Beginn und Ende der Zeitabschnitte mit gleichbleibendem Zirkulationstypus, von ganz seltenen Ausnahmen abgesehen, nicht mit dem Monatsbeginn zusammenfallen und weil ihre Länge in Abhängigkeit von der Art des Typus, von Jahreszeit und Jahr verschieden ist. Aus diesen Gründen genügt es aber auch nicht, nur Monatsmittel als bedingende Veränderliche zugrunde zu legen.

Methodische Verbesserungen

Im ersten Versuchshalbjahr, im Jahre 1967, war der Erfolg wenig befriedigend. Beschränkt man sich — der Vergleichbarkeit wegen — auf diejenigen vorausgesagten Größen, die auch im weiteren Verlauf des Versuchs vorhergesagt wurden, so ergab sich bei den Temperaturvorhersagen nur in 62% der Fälle Übereinstimmung des Vorzeichens zwischen mathematischer Erwartung und tatsächlich eingetretener Ab-

weichung vom 65jährigen Mittelwert (des Untersuchungszeitraums). Beim Niederschlag war die Eintreffhäufigkeit noch geringer. Der Grund dieses geringen Erfolges lag darin, daß die Auswahl der bedingenden Veränderlichen nur nach theoretischen Überlegungen erfolgt war.

Daher wurde, vom Februar 1968 an, vor dem bisherigen Arbeitsgang ein umfangreicher empirischer Forschungsakt eingelegt. Die Zahl der bedingenden Veränderlichen (bisher 16 bis 24 je Monat) wurde teils durch Verdichtung teils durch Erweiterung des Beobachtungsnetzes erheblich auf 45 bis 54 (monatsweise verschieden) erhöht. Es wurden jetzt nicht nur Monatsmittel, sondern von den beiden letzten Vormonaten auch Halbmonatsmittel herangezogen. Ferner wurden später von besonders wichtigen Punkten und von meridionalen und zonalen Druckdifferenzen Mittelwerte über die letzten 4 oder 6 Tage gebildet. Letzteres geschah vor allem im Hinblick auf die neuerdings zu den bedingten (vorherzusagenden) Veränderlichen hinzugefügten Werte der Niederschlagshäufigkeit einzelner oder auch mehrerer Stationen im ersten Drittel des Vorhersagemonats.

Selbstverständlich erfolgte auch die erhebliche Vermehrung der bedingenden Beobachtungsreihen nach physikalischen Gesichtspunkten. Aber es wurden nunmehr für den betrachteten 65 jährigen Zeitraum zuerst die Korrelationskoeffizienten *aller* bedingenden (unabhängigen) Veränderlichen X mit *allen* bedingten (abhängigen) Veränderlichen Y berechnet. Daraus wurden, für jedes Y verschieden, diejenigen X herausgesucht, die mit den einzelnen Y „signifikant“ oder mindestens „fast signifikant“ korreliert sind.

Nach allgemeinem Brauch wurden Korrelationskoeffizienten (Kkfzn), die größer als der 2,0-fache Betrag des mittleren Fehlers sind, als signifikant bezeichnet; unter diesen hebt man in Mitteleuropa diejenigen Kkfzn, die gleich oder größer als der 3,0-fache Betrag des mittleren Fehlers sind, noch besonders als „überzufällige“ Kkfzn hervor. Um genügend viele Glieder für die Beziehungsgleichungen zu bekommen, hat Verfasser in manchen Fällen auch noch Kkfzn. verwendet, deren Betrag das 1,6fache bis 2,0fache des mittleren Fehlers betrug. Diese bezeichnet er als „fast signifikant“.

Die Wahrscheinlichkeit, daß der 3,0fache mittlere Fehler überschritten wird, beträgt bei *Gaußscher* Verteilung 0,0027, die Wahrscheinlichkeit, daß der 2,0fache Fehler überschritten wird, 0,0455, die Wahrscheinlichkeit, daß der 1,6fache Fehler überschritten wird, 0,1097. Wenn es sich für Forschungszwecke um die Frage handelt, ob ein physikalischer Zusammenhang zwischen zwei Erscheinungen besteht, pflegt man in Mitteleuropa, um sicher zu gehen, einen Kkfz. gleich oder größer als das 3fache des mittleren Fehlers zu fordern, weil dann die Wahrscheinlichkeit, daß es sich um einen zufälligen Zusammenhang handeln könnte, außerordentlich gering ist. Bei der Auswahl der Glieder für eine Beziehungsgleichung ist aber die Problemlage eine andere. Wenn man hier nur Beziehungen zulassen würde, bei denen der Kkfz. das 3,0fache des mittleren Fehlers überschreitet, würde man zu wenig Glieder bekommen. Man muß bei der Auswahl der Glieder einer Beziehungsgleichung von der Fragestellung ausgehen: Wie groß ist die Wahrscheinlichkeit, daß eine Korrelation ihr Vorzeichen noch beibehält, wenn der betrachtete Untersuchungszeitraum überschritten wird? Hier braucht man keine Wahrscheinlichkeit von 0,997, wie sie dafür besteht, daß der 3fache Betrag des mittleren Fehlers nicht überschritten wird.

Bei einer Korrelation, deren Kkfz. $|r|$ das 1,6fache bis 2,0fache beträgt, liegt die Wahrscheinlichkeit, daß die Korrelation auch noch außerhalb des betrachteten Untersuchungszeitraums ihr Vorzeichen beibehält, je nach Größe des Kkfz. zwischen 0,89 und 0,94, eine Wahrscheinlichkeit, die für Beziehungsgleichungen noch durchaus tragbar ist.

Bei den Monatsvorhersagen wurde grundsätzlich bei allen bedingenden und bedingten Größen ein 65 jähriger Zeitraum zugrunde gelegt. Bei $N = 65$ wird

der 1,6 fache Betrag des mittleren Fehlers des Kkfz. von $|r| = 0,19$ an,
 der 2,0 fache Betrag des mittleren Fehlers des Kkfz. von $|r| = 0,24$ an,
 der 3,0 fache Betrag des mittleren Fehlers des Kkfz. von $|r| = 0,33$ an
 überschritten. Die nachstehende Tabelle I gibt diese wichtigen Definitionen, Bezeichnungen und Verhältnisse wieder.

TABELLE I.

Bezeichnung	Symbol	Verhältnis Kkfz.: mittlerer Fehler	Betrag des Kkfz. für N = 65	Wahrscheinlichkeit einer physikalisch echten Korrelation
fast signifikant	fs	1,6 bis 1,99	0,19 bis 0,239	0,89 bis 0,95
signifikant	s	$\cong 2,0$	$\cong 0,24$	$\cong 0,95$
überzufällig	ü	$\cong 3,0$	$\cong 0,33$	$\cong 0,9973$

Durch die Neueinführung der Vorausberechnung der Kkfzn. und die Auswahl der Beziehungskoeffizienten entsprechend der Höhe der Korrelation ergab sich im Jahre 1968 ein besseres Bild des Eintreffens der Vorhersagen. Wenn man sich auf diejenigen bedingten Veränderlichen beschränkt, die in beiden Jahren vorkamen, so ergibt sich 1968 eine Eintreffhäufigkeit der Vorzeichen der mathematischen Erwartungen von 68% gegenüber 62% im Jahre 1967 und eine mittlere Differenz zwischen vorhergesagter und eingetretener Abweichung, jeweils in Prozent der Streuung, von 67% gegenüber 101% im Jahre 1967.

Eine große Enttäuschung brachte die Voraussage für Februar 1969. Bei dieser ergaben sich durch die bisher auch nicht annähernd erreichte große Zahl von 57 überzufälligen Beziehungen für die 8 bedingten Veränderlichen, welche die Temperatur betrafen, Beziehungsgleichungen mit totalen Kkfzn. von 0,65 bis 0,83. Von den 8 totalen Kkfzn. waren 5 größer als 0,75. Um so enttäuschender war das Ergebnis nach Einsetzen der Beobachtungen von Januar 1969 und den in den Beziehungen vorkommenden Monaten von 1968. Es ergaben sich mathematische Erwartungen zwischen $+3,6^\circ$ und $+5,3^\circ\text{C}$. Der Grund lag darin, daß infolge Verdichtung des Beobachtungsnetzes viel zu viele von einander abhängige, zum Teil stark abhängige bedingende Veränderliche in die Grundlagen aufgenommen worden waren, die alle für einen milden Februar sprachen, gegen welche die anderen auf einen zu kalten Monat hinweisenden Veränderlichen nicht aufkamen. Diese Ursache wurde nach Vorliegen des Ergebnisses sofort erkannt, es stand aber keine Zeit mehr zur Verfügung, um eine Neuberechnung mit weniger, von einander weitgehend unabhängigen bedingenden Veränderlichen auszuführen. Es blieb nur die Möglichkeit, auf Grund früher gewonnener Erkenntnisse und Untersuchungsergebnisse bezüglich gleichzeitiger Korrelationen einige bedingende Veränderliche ganz wegzulassen, bei anderen die Koeffizienten herabzusetzen. Zwar blieben dabei immer noch 7 von den 8 berechneten math. Erwartungen von Temperaturen positiv. Das Gesamtbild des Temperaturverlaufs im Monat Februar wurde aber doch im Text der Vorhersage mit Ausnahme des Monatsendes gut getroffen. Näheres über diese lehrreiche Erfahrung wird in einer später zu veröffentlichen Monographie erläutert werden.

Die Lehren aus dieser Fehlvorhersage wurden sofort gezogen. Bei den weiteren Vorhersagen wurde besonders darauf geachtet, in die Beziehungsgleichungen keine bedingenden Veränderlichen aufzunehmen, die in stärkerem Maße von einander abhängig sind. Das geschah zunächst auf Grund der durch jahrzehntelange Forschungstätigkeit gewonnenen Erfahrungen. Da aber die Möglichkeit versteckter, bisher unbekannter Abhängigkeiten bestand, wurde gegen Ende des Jahres 1969 noch ein weiterer Arbeitsgang vorgeschaltet. Es wurden elektronisch die Kkfzn. aller bedingen-

den X-Reihen untereinander berechnet. Das bedeutete bei $n = 54$ bedingenden Veränderlichen die Berechnung von weiteren $n \cdot (n-1)/2 = 1431$ Kkfzn.

Arbeitsgang einer Monatsvorhersage

Nach Einführung der geschilderten Verbesserungen geht die Bearbeitung einer Monatsvorhersage in folgenden Einzelschritten vor sich:

Ausführung von vorbereitenden Untersuchungen zur Aufstellung des Arbeitsprogramms: Übersicht über die bisher erzielten Ergebnisse und Ergänzung durch neue bedingende Veränderliche aus bisher nicht oder ungenügend berücksichtigten Gebieten der Nordhalbkugel.

Bestimmung der für die Vorhersage zu berechnenden 65jährigen Beobachtungsreihen

a) 52 bis 56 bedingende Veränderliche X_i ,

b) 16 bis 22 bedingte Veränderliche Y_j .

Verteilung der Reihen auf die Mitarbeiter.

Berechnung der Abweichungen vom 65jährigen Mittelwert für alle X- und Y-Reihen.

Aufstellung der Ablochlisten gemäß den berechneten X- und Y-Reihen (Abweichungen) und Berechnung der Kontrollzahlen zur Entdeckung von Fehlern der Locherinnen. Sendung der Ablochlisten an das Deutsche Rechenzentrum (DRZ) in Darmstadt.

Beim DRZ: 1. elektronische Berechnung der 1326 bis 1540 Kkfzn der bedingenden Veränderlichen untereinander. 2. Elektronische Berechnung der 832 bis 1232 Kkfzn. aller X mit allen Y.

Auswahl der Glieder der Beziehungsgleichungen auf Grund der Korrelations-Ergebnisse der X mit den Y unter Berücksichtigung der gegenseitigen Abhängigkeit der X-Reihen unter sich.

Elektronische Berechnung der Beziehungskoeffizienten (regression coefficients) der ausgewählten Glieder, der totalen Kkfzn. und mittleren Fehler der Beziehungsgleichungen und der Streuungen der Y-Reihen beim DRZ.

Aufstellung der Beziehungsgleichungen: Einsetzen der zum Zeitpunkt der Vorhersage einschlägigen Beobachtungswerte in die Beziehungsgleichungen und Berechnung der mathematischen Erwartungen der Y.

Berechnung von Wahrscheinlichkeitsaussagen aus den mathematischen Erwartungen und den mittleren Fehlern der Beziehungsgleichungen, zum Beispiel Berechnung der Wahrscheinlichkeit, daß der kommende Monat im Durchschnitt Mitteleuropas kälter oder wärmer als normal werde.

Auf Grund der mathematischen Erwartungen und der Ergebnisse von Wahrscheinlichkeitsberechnungen wird ein Bild des Gesamtwitterungscharakters des Monats und des Witterungsverlaufs im kommenden Monat gewonnen. Um dies erreichen zu können, müssen die Y so ausgewählt sein, daß auch über regionale Unterteilungen (zum Beispiel nördliches und südliches Mitteleuropa) und zeitliche Unterabschnitte (zum Beispiel erste und zweite Monatshälfte) Anhaltspunkte gewonnen werden können.

Schließlich Umsetzung des gewonnenen Bildes in den Text der Vorhersage.

Eintreffhäufigkeit der Monatsvorhersagen seit der zweiten methodischen Verbesserung

Die zweite methodische Verbesserung, die Berücksichtigung der stochastischen Abhängigkeit der bedingenden Veränderlichen unter sich, wurde erstmals für März 1969 angewandt, zunächst allerdings nur nach meteorologisch-physikalischen Gesichtspunkten, während eine genaue rechnerische Bestimmung dieser Abhängigkeiten

TABELLE II.

Übersicht über die Temperatur-Vorhersagen von März 1969 bis März 1970

		Y 1	Y 2	Y 3	Y 4	Y 5	Y 6	Y 7	Y 8	Y 9	Zeilenmittel
III 69	E	-1.5	-0.8	-1.6	-1.1	-0.5	-0.8	-0.2	-1.8	-1.3	V: 100% D: 72.0
	A	-2.3	-1.4	-3.2	-2.8	-1.7	-3.6	-4.2	-0.5	-1.1	
	V	ja	ja	ja	ja	ja	ja	ja	ja	ja	
	D	44	33	89	85	75	104	160	50	8	
V 69	E	+1.4	+1.4	+1.2	+1.3	+1.6	+0.8	+1.0	+1.1	+0.2	V: 89% D: 59.8
	A	+1.4	+1.4	+0.2	+1.9	+0.6	+3.1	-2.1	+1.0	+1.8	
	V	ja	ja	ja	ja	ja	ja	nein	ja	ja	
	D	0	0	83	43	83	115	148	5	61	
VI 69	E	+0.7	+1.2	-0.3	+1.3	+0.9	-0.5	+0.8	-0.3	+0.7	V: 44% D: 97.8
	A	-0.5	-1.3	+0.3	-0.3	-1.2	-1.2	+1.1	-4.1	+2.0	
	V	nein	nein	nein	nein	nein	ja	ja	ja	ja	
	D	92	192	43	107	162	35	14	181	54	
VII 69	E	+0.2	+0.7	-0.4	+0.2	+0.3	-0.7	+0.4	-0.8	-0.5	V: 78% D: 79.3
	A	+1.5	+0.8	+1.3	+1.2	+1.4	-1.6	+3.7	-0.3	+0.2	
	V	ja	ja	nein	ja	ja	ja	ja	ja	nein	
	D	108	7	142	83	79	50	194	19	32	
VIII 69	E	+1.3	+1.6	+0.8	+1.8	+1.4	+1.9	+1.6	+3.2	+1.9	V: 67% D: 91.4
	A	+0.2	-0.5	+1.0	-0.1	+0.2	+2.7	-1.9	+3.6	+1.8	
	V	ja	nein	ja	nein	ja	ja	nein	ja	ja	
	D	100	175	17	158	100	53	194	21	5	
IX 69	E	+0.8	+1.3	+1.4	+0.5	+0.9	+0.3	+1.8	+1.5	+0.2	V: 78% D: 41.2
	A	+0.7	+0.8	+0.9	+0.8	+0.4	+1.5	-0.2	+0.8	-0.3	
	V	ja	ja	ja	ja	ja	ja	nein	ja	nein	
	D	8	33	38	20	33	63	118	32	26	
X 69	E	-0.3	+0.2	+0.02	+0.3	+0.02	+0.1	-0.2	-0.2	+0.6	V: 67% D: 74.2
	A	+1.1	+0.9	+2.1	+1.3	+1.4	+1.7	+1.6	+0.3	+0.2	
	V	nein	ja	ja	ja	ja	ja	nein	nein	ja	
	D	100	44	150	67	100	84	78	24	21	
XI 69	E	+0.7	+0.3	+1.4	+0.8	+0.6	+0.8	-0.4	-0.3	+1.1	V: 78% D: 65.1
	A	+1.5	+2.0	+1.2	+2.1	+1.3	+3.0	+0.5	+1.0	+3.3	
	V	ja	ja	ja	ja	ja	ja	nein	nein	ja	
	D	50	106	12	76	47	105	39	59	92	
XII 69	E	-0.6	-0.6	.	-0.7	.	+0.7	-1.1	+0.2	-1.2	V: 71% D: 205.3
	A	-3.6	-3.7	.	-5.4	.	-4.5	-9.1	-5.1	-4.5	
	V	ja	ja	.	ja	.	nein	ja	nein	ja	
	D	242	186	.	224	.	208	267	196	114	
I 70	E	-1.4									als Y 16 in der Dezembervorhersage enthalten
	A	-1.4									
	V	ja									
	D	0									
II 70	E	-2.0	-2.4	-1.6	-2.7	-2.0	-2.2	-1.8	-1.6	-2.2	V: 89% D: 44.5
	A	-0.9	+0.2	-2.4	-0.8	-0.4	-0.8	-3.5	-0.2	-2.4	
	V	ja	nein	ja	ja	ja	ja	ja	ja	ja	
	D	38	90	28	61	59	34	50	36	6	
III 70	E	-1.3	-0.8	-1.4	-1.6	-1.2	-2.6	-1.6	-1.9	-1.6	V: 100% D: 26.3
	A	-1.8	-1.9	-1.9	-1.6	-1.8	-2.8	-1.7	-3.7	-1.7	
	V	ja	ja	ja	ja	ja	ja	ja	ja	ja	
	D	28	61	26	0	38	7	4	69	4	
Vorzeichen richtig mittleres D mittl. D ohne XII		83%	73%	80%	82%	90%	91%	55%	73%	82%	79%
		67.5	84.3	.	84.0	.	78.0	115.1	62.9	38.5	
		51.6	74.1	62.8	70.0	77.5	65.0	105.8	49.6	30.9	65.3

Zeichenerklärung: E = mathematische Erwartung der Abweichung, A = eingetretene Abweichung, V = vorzeichen eingetroffen, D = $(E - A) / \sigma \cdot 100$ (σ ist in jedem Kalendermonat anders), Monatsmittel der Temperatur: - Mitteleuropa (Y_1); - des südlichen Mitteleuropa (Y_2); - des nördlichen Mitteleuropa (Y_3); - des östlichen Mitteleuropa (Y_4); - des westlichen Mitteleuropa (Y_5). Mittlere Temperatur: - der ersten Monathälfte in Potsdam (Y_6); - der zweiten Monathälfte in Potsdam (Y_7); - des ersten Monatsdrittels in Frankfurt/Main (Y_8); - des zweiten Monatsdrittels in Frankfurt/Main (Y_9).

erst nach Aufstellung eines Programms für die erforderliche elektronische Berechnung erfolgen konnte. *Tabelle II.* enthält die mathematischen Erwartungen und die wirklich eingetretenen Werte der Abweichungen aller 9 Temperaturangaben, die in den Monatsvorhersagen seit März 1969 bis März 1970 enthalten waren. Da für April 1969 und Januar 1970 aus technischen Gründen keine Vorhersage gegeben werden konnte, handelt es sich um 11 Vorhersagen. Die Tabelle enthält ferner neben der Angabe, ob math. Erw. und Wirklichkeit im Vorzeichen übereinstimmen oder nicht, die für die Kennzeichnung der Güte einer Vorhersage wichtige Maßzahl $D = \text{Betrag der Differenz zwischen math. Erw. und wirklicher Abweichung}$, wobei diese Differenz in Prozent der Streuung der betrachteten bedingten Größe angegeben ist.

Man ersieht aus *Tabelle II*, daß im Mittel aller 98 Aussagen das vorausgesagte Vorzeichen der Abweichung in 79% der Fälle richtig eingetroffen ist. Die Differenz D beträgt im Mittel aller 98 Aussagen 74,5%. Für einen statistischen Vergleich ist diese aus nur wenigen Monaten gewonnene Zahl aber nicht zu verwenden, weil in ihr die besonders hohen D -Werte des Dezembers 1969 enthalten sind, die durch die außergewöhnliche Kälte dieses Monats zustande kamen. Eine so niedere Temperatur der zweiten Monatshälfte wie die des Dezember 1969 ist in Berlin (und Potsdam) in den vorausgegangenen 200 Jahren nur zweimal (1788 und 1829) vorgekommen und ein so niederes Temperaturmittel des ganzen Dezembermonats wie das des Dezember 1969 kam in Mitteleuropa in den letzten 100 Jahren im Durchschnitt nur einmal in 25 Jahren vor. Unter diesen Umständen wäre es ein statistischer Fehler, angesichts des geringen Umfangs des zur Verfügung stehenden Materials (nur 11 Monate mit nur *einem* Dezember) einen Vergleich bezüglich D mit dem gleichfalls nur kleinen Material der Jahre 1967 und 1968 unter Mitberücksichtigung des Dezembers 1969 auszuführen. Ohne den Dezember 1969 ergibt sich für die übrigbleibenden 91 Aussagen als vergleichbarer durchschnittlicher Wert von D 64,5%.

Beschränkt man sich zwecks noch besserer Vergleichbarkeit mit den Jahren 1967 und 1968 auf die Spalten $Y 1$ und $Y 6$, das Monatsmittel der Temperatur Mitteleuropas und die mittlere Temperatur der ersten Monatshälfte in Potsdam, die auch in den Voraussagen 1967 und 1968 vorkommen, so erkennt man, daß bei den 23 Vorhersagen, welche diese Spalten enthalten, 20 mal oder in 87% der Fälle das Vorzeichen richtig getroffen worden ist und die Differenz D (ohne den Dezember) im Mittel nur 58% der Streuung betrug. Der erreichte Fortschritt gegenüber 1967 und 1968 ist unverkennbar.

Wie zu erwarten, sind die Ergebnisse der Niederschlagsvorhersagen nicht so gut wie die der Temperaturvorhersagen. Immerhin wurde in 12 Voraussagen der Niederschlagshäufigkeit des ersten Monatsdrittels (von März 1969 bis Mai 1970) in Frankfurt am Main oder im Mittel von Frankfurt und anderen Orten 9 mal oder in 75% der Fälle das Vorzeichen der Abweichung richtig vorausgesagt. Dagegen konnten mit Voraussagen der Niederschlagsmenge für den ganzen Monat und ganz Deutschland westlich der Oder bisher keine befriedigenden Ergebnisse erzielt werden.

LITERATUR

- [1] *Weickmann, Ludwig*, Procès-verbaux des séances de l'association de météorologie, Sixième assemblée Générale, II Mémoires et discussions, Paris 1939.
- [2] *Clauß, J.*, Eine Prüfung der von F. Baur seit 1948 in amtlichen Organen veröffentlichten Witterungsvorhersagen in Beilage zur „Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes, Berlin“ SO-2, Mai 1960.
- [3] *Baur, Franz*, Grundlagen einer Vierteljahrestemperaturvorhersage für Deutschland. Verlag Fiedr. Vieweg, Braunschweig, 1926.
- [4] *Baur, Franz*, Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage. Akademische Verlagsgesellschaft, Frankfurt (Main), 1963.
- [5] *Baur, Franz*, Meteorologischer Nachweis von Strahlungsschwankungen der Sonne. Verlag von Dietrich Reimer Berlin, 1967.

Zur Methodik landwirtschaftlicher Windschutzuntersuchungen

A. MÄDE, Agrarmeteorologisches Institut der Martin Luther Universität, Halle/Saale

Mezőgazdasági szélvédelmi vizsgálatok módszertanáról. Akadályok és erdősavók szélesökentő hatására vonatkozóan a szakirodalomban igen sok adat áll rendelkezésre. Azonban kielégítően megbízható, mennyiségi adatokat, a szélvédelem termést befolyásoló hatásáról még nem sikerült nyerni. Ennek elsőrendű oka a szabadföldi kísérleti mérések módszerében keresendő; a talajkülönbségek és a csapadék szeszélyes eloszlásának következtében igen nehéz a széltől védett és nem védett területek termésmennyiségeit egybevetni. A tanulmány Nágeli által nyert mérési adatok alapján becslést mutat be egy akadály szélesökentő hatására vonatkozóan, majd szabadföldi mérések eredményeit mutatja be. Megállapítja, hogy egy csúcsával a fő széliránnyal szemben elhelyezett derékszögű — 50%-ig áteresztő, 3 m magas, 55 m hosszú — akadály mögött egy kb. 62 m² kísérleti terület létesíthető, ahol a szélesebesség átlagosan 30%-kal kisebb, mint a szabadterületen. A bemutatott öt ábra egy akadály fékező hatásfokát, a szélesebesség csökkenésének területi eloszlását, az áramlás beesési szögének összefüggését az akadály optimális hosszával és a védett terület kiterjedésével, valamint a derékszögű akadály fékező hatását és a kísérleti parcellák elhelyezését szemlélteti. A további öt ábra és egy táblázat a kísérleti mérések során nyert széladatak gyakorisági eloszlását mutatja be 0,5 m/sec-os szélesebességi osztályok, továbbá egyes szélirányok szerint. Az egyes mérési pontok széladatainak elemzése a derékszögű akadály szélvédőhatását értékeli változó szélirányok esetén.

✱

О методике сельскохозяйственных ветрозащитных исследований. В литературе опубликовано большое количество данных о ветрозащитной эффективности преград и лесных полос. Однако, достоверные количественные данные о влиянии такой защиты на урожай пока не получены. Основная причина этого заключается в методике экспериментальных измерений, проводимых в открытой местности. Кроме того, в связи с значительными различиями качества почв и неравномерным распределением осадков, сильно затрудняется сопоставление урожайности местностей, защищенных и незащищенных от ветров. В настоящей работе, по данным измерения, полученных Нэгли, излагается метод оценки ветрозащитной эффективности преграды, а затем приводятся данные измерений, проведенных в открытой местности. За прямоугольной преградой, направленной острием против господствующего направления ветра и характеризующейся пропусканием 50%, высотой 3 м и длиной 55 м, можно создать опытную площадь около 62 м², где скорость ветра в среднем на 30% ниже в сравнении с открытой местностью. 5 из приведенных рисунков иллюстрируют ветрозащитную эффективность преграды, территориальное распределение уменьшения скорости ветра, зависимость угла снижения потока от оптимальной длины преграды и от размеров защищенной площади, а также тормозящий эффект прямоугольной преграды и расположение опытных участков. На следующих 5 рисунках и в таблице показано распределение повторяемости данных о ветрах, полученных в процессе опытных работ, в подразделении их по скоростям ветров по 0,5 м/сек. и по направлениям ветра. Анализ данных позволяет оценить ветрозащитную эффективность прямоугольной преграды при различных направлениях ветра.

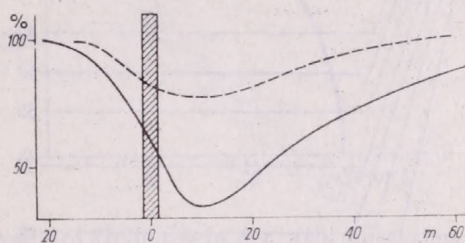
✱

Mit der Intensivierung der landwirtschaftlichen Produktion stellt sich der Landwirtschaft auch in gemäßigten Klimaten die Aufgabe, meteorologische Ertragsfaktoren zu steuern. Neben nur sehr schwer bzw. kaum zu beeinflussenden meteorologischen Wachstumsfaktoren wie Strahlung und Wärme, ist der Wasserhaushalt der Pflanzen eine Größe, deren Beeinflussung in relativ humiden Klimaten selbst bei verhältnismäßig hohem technischen Aufwand rentabel sein kann. Der Erlös aus dem Mehrertrag deckt vielfach, beispielsweise bei Futterpflanzen oder bei der Gemüseintensivkultur, die Kosten für den höheren Aufwand und bringt darüber hinaus noch einen Gewinn.

Die zur Erreichung einer optimalen Wasserversorgung der Pflanzen während der Vegetationsperiode in gemäßigten Klimaten mindestens zeitweise erforderliche zusätzliche Bewässerung wirft in industriell hoch entwickelten Ländern die Frage nach der gesicherten Bereitstellung der Bewässerungswassers auf. Es kommt darauf an, das verfügbare Wasser voll zu nutzen und unproduktive Wasserverluste so klein wie möglich zu halten.

Da neben der Temperatur die Luftbewegung eine der wesentlichen Größen ist, die die Verdunstung bestimmen, so wird, soweit dies die Produktionstechnologie landwirtschaftlicher Kulturen zuläßt, ihrer Verminderung, d. h. dem Windschutz, Beachtung geschenkt werden müssen. Es wird deshalb nötig werden, die Aussagen über den Einfluß des Windschutzes auf den Ertrag landwirtschaftlicher Kulturen zu präzisieren. Nun liegt zwar eine große Zahl von Windschutzuntersuchungen vor, ohne daß es bisher gelungen ist, unter den klimatischen Bedingungen Mitteleuropas hinreichend zuverlässige quantitative Angaben über den Einfluß des Windschutzes auf den Ertrag zu erarbeiten.

Abb. 1. Einfluß eines 3 m hohen Windschutzhindernisses auf die Windgeschwindigkeit. 1. Ausgezogen: Bremsfunktion für ein Hindernis mittlerer Durchlässigkeit in Annäherung an Nägeli. 2. Gestrichelt: Vorgegebene Bremsfunktion für ein gewinkeltes Hindernis von 3 m Höhe und 50% Durchlässigkeit. Freilandwind: 100%



Die Ursache dafür darf wohl darin gesucht werden, daß sich die Versuchsanstellung im Freiland auf Untersuchungen an und um Heckenanlagen beschränkte und daß ein Vergleich der Erträge in Heckenlandschaften mit solchen ohne Windschutzanlagen außerordentlich schwer durchzuführen ist. Die Diskontinuität der regionalen Verteilung des meteorologischen Faktors Niederschlag, aber auch die nur bedingt mögliche Vergleichbarkeit des Leistungspotentials der Böden und dessen Aktivierung, sind dafür ausschlaggebende Gründe.

Wenn Windschutzversuche im Freiland aussagekräftig sein sollen, dann müssen auch die Erfahrungen beachtet werden, die aus dem Bereich der landwirtschaftlichen Versuchsmethodik vorliegen. Eine dieser Erfahrungen fordert wegen der schon auf kleineren Flächen großen Variabilität des Leistungspotentials der Böden, daß die Untersuchungen auf möglichst kleinen, dicht nebeneinander liegenden Parzellen angestellt werden. Ferner muß dafür Sorge getragen werden, daß der Windschutz in einem größeren Bereich der Windrichtungen wirksam ist.

Die Wirksamkeit einer Windschutzanlage läßt sich an Hand der von Nägeli mitgeteilten Untersuchungen über die Bremswirkung eines Hindernisses abschätzen. Zu dieser Abschätzung wurden, die bei Geiger [1] angegebenen Ergebnisse der Nägeli'schen Messungen benutzt. Für ein 3 m hohes halbdurchlässiges Hindernis wurde, Nägeli folgend, eine Bremsfunktion angenommen, die in Abb. 1 angegeben ist. Aus ihr ergibt sich die in der Abb. 2 wiedergegebene Abschwächung der Freilandgeschwindigkeit bei senkrechten Anblasrichtungen. Je schräger der Wind auf das Hindernis trifft, umso schmaler wird der Raum gesicherten Windschutzes. Es ist ferner bei kleinerem Einfallswinkel eine größere Hindernislänge erforderlich, wenn sich mit Sicherheit eine Schwachwindzone einstellen soll. Ist φ der Winkel zwischen der Senkrechten zum Hindernis und der Einfallsrichtung des Windes, dann ergibt sich aus den Nägeli'schen Beobachtungen für die vorgegebene Bremsfunktion die in

Abb. 3 dargestellte Abhängigkeit der Hindernislänge vom Einfallswinkel. Der Abb. 4 kann die Tiefe des geschützten Raumes in Abhängigkeit von φ entnommen werden, wenn die Hindernislänge den Forderungen der Abb. 3 genügt. Dabei wurde vorgegeben, daß die Windgeschwindigkeit in der Schwachwindzone kleiner sein sollte als 60% des Freilandwindes.

Bei der Durchführung von Versuchen, die quantitative Aussagen über den Ein

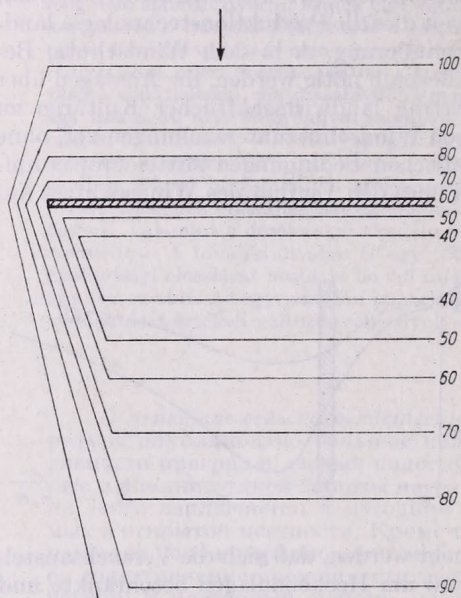


Abb. 2. Verminderung der Windgeschwindigkeit hinter einem Hindernis mittlere Durchlässigkeit von 3 m Höhe (Bremsfunktion I der Abb. 1) in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit im Freiland

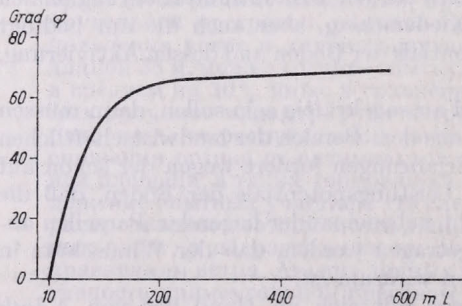


Abb. 3. Abhängigkeit der Heckenlänge L vom Einfallswinkel des Windes φ . ($\varphi = 0$: senkrechter Einfall)

fluß des Windschutzes auf Wachstum und Ertrag landwirtschaftlicher Nutzpflanzen zulassen sollen, ist darauf zu achten, daß über längere Abschnitte des Jahres hinweg dieser Windschutz wirksam werden kann.

Die Häufigkeitsverteilung der einzelnen Windrichtungen in der DDR weist aus, daß der Wind zwar in mehr als 50% aller Fälle aus NW, W und SW weht, daß es aber nützlich wäre, den etwa 10–20% betragenden Anteil der Windrichtungen S und N noch mit in den Windschutz einzubeziehen. Gelingt dies, dann wäre bei Feldversuchen gesichert, daß er in nahezu 75% aller Windrichtungen wirksam wird.

Aus der Abb. 3 ergibt sich bei Nord-Süd-Richtung der Windschutzanlage für die Windrichtungen zwischen NNW und W nach SSW eine Mindestlänge des Hindernisses

von rund 200 m. Die Tiefe der mit Sicherheit geschützten Zone beträgt jedoch in dem angegebenen Sektor der Windrichtungen nur rund 10 m. Es steht daher für die Versuchsanstellung nur ein schmaler Streifen zur Verfügung. Günstigere Bedingungen lassen sich hinter einem Hindernis erzielen, das aus zwei senkrecht aufeinander stehenden Teilen besteht. Legt man für eine Abschätzung der Windschichtung eine Bremsfunktion zugrunde, die der gestrichelten Kurve der Abb. 1 entspricht, dann er-

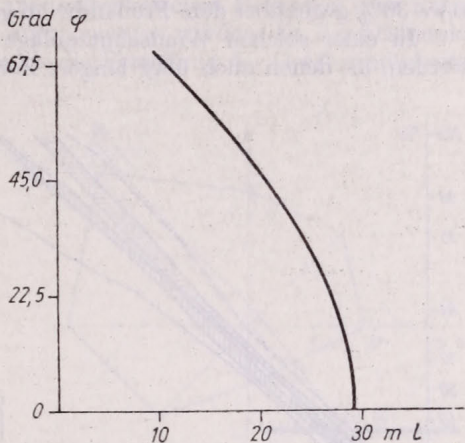


Abb. 4. Entfernung der windgeschützten Zone (Windgeschwindigkeit kleiner als 60% des Freilandwindes) vom Hindernis in Abhängigkeit vom Einfallswinkel φ des Windes

gibt sich für ein rechtwinkliges Hindernis von 3 m Höhe die in der Abb. 5a wiedergegebene Geschwindigkeitsverteilung. Diese Bremsfunktion entspricht etwa den Bedingungen, die Nägeli für einen Laubwaldstreifen im Winter angibt. Wenn das Hindernis so aufgebaut ist, daß seine Kanten von SW nach NE und von NW nach

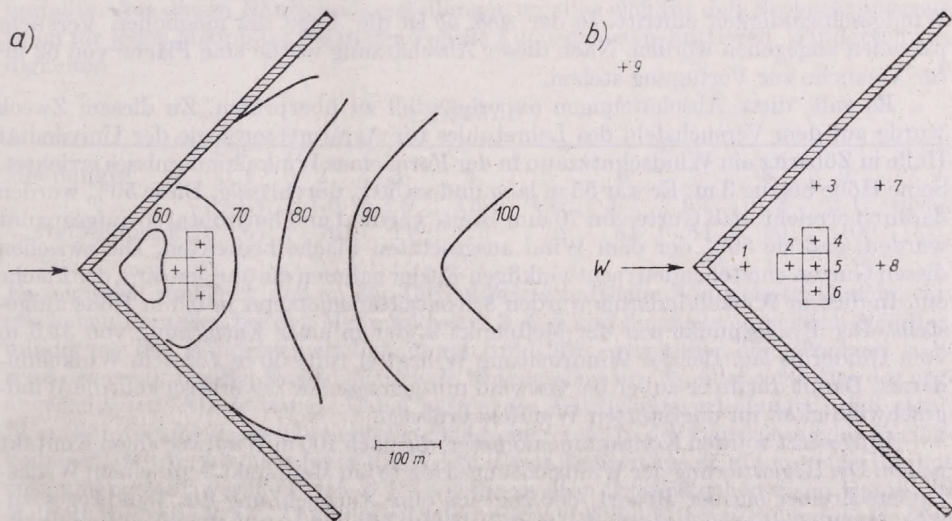


Abb. 5. a. Windgeschwindigkeit in einem gewinkelten Hindernis von 3 m Höhe und 50% Durchlässigkeit in Prozent des Freilandwindes. Abschätzung mit Hilfe der Bremsfunktion 2 der Abb. 1. Abb. 5 b. Versuchsanlage: Lage der Meßpunkte in einem gewinkelten Hindernis von 3 m Höhe (Versuchshindernis). Die eingezeichneten Quadrate geben die Lage der vorgeschlagenen Versuchsf lächen an. Meßperiode 23. 6. — 31. 10. 1959

SE streichen, dann kommt der auf die Spitze des Hindernisses auftreffende Wind aus West.

Unter Benutzung der Nägeli'schen Versuchsergebnisse läßt sich für ein solches Hindernis auch das Geschwindigkeitsfeld für andere Windrichtungen ermitteln. Die Verteilung dieser Felder für N-, NNE- und W-Wind bzw. die korrespondierenden Richtungen S und SSE zeigen, daß im Hindernis bis zu einer Entfernung von 25 m von der Spitze aus gerechnet mit einer Verringerung der Windgeschwindigkeit um etwa 30% gegenüber dem Freilandwind gerechnet werden kann.

In einer solchen Windschutzanlage können dann Versuchsparzellen angelegt werden, an denen auch über längere Zeiten hinweg eine solche Verminderung der

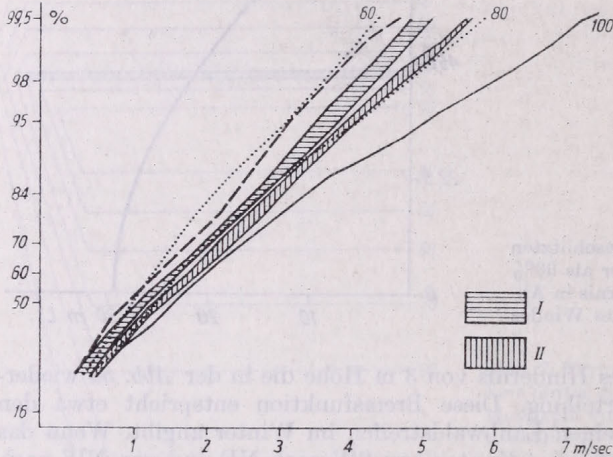


Abb. 6. Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten im Versuchshindernis (Abb. 5b) im Wahrscheinlichkeitsnetz. Alle Windrichtungen. Dickel Linie: Meßpunkt 9 (Freiland); Dicke gestrichelte Linie: Meßpunkt 1; Schraffur I: Gruppe der Meßpunkte 2, 3, 4, 5, 6; Schraffur II: Gruppe der Meßpunkte 7, 8; dünn punktiert: 80 bzw. 60 Prozent der Windgeschwindigkeit an Meßpunkt 9.

Windgeschwindigkeit eintritt. In der Abb. 5b ist die Lage der möglichen Versuchsparzellen angegeben worden. Nach dieser Abschätzung würde eine Fläche von 62 m² für Versuche zur Verfügung stehen.

Es galt, diese Abschätzungen experimentell zu überprüfen. Zu diesem Zweck wurde auf dem Versuchsfeld des Lehrstuhles für Agrarmeteorologie der Universität Halle in Zöberitz ein Windschutzzaun in der Form eines Winkelhindernisses errichtet. Seine Höhe betrug 3 m. Er war 55 m lang und zu 50% durchlässig. Diese 50% wurden dadurch erreicht, daß Gurte von 70 mm Breite vertikal und horizontal so aufgespannt wurden, daß sie 50% der dem Wind ausgesetzten Fläche bedeckten. Die zwischen diesen Gurten entstehenden rechtwinkligen Felder nahmen die übrigen 50% der Fläche ein. In diesem Winkelhindernis wurden 8 Kontaktanemometer in 0,5 m Höhe aufgestellt. Der Bezugspunkt war der Meßpunkt 9, der in einer Entfernung von 32,5 m vom Hindernis lag. Bei der Windrichtung W liegt er rund 50 m vor dem Winkelhindernis. Damit dürfte er außer bei Ostwind mit genügender Zuverlässigkeit die Windgeschwindigkeit im ungestörten Windfeld erfassen.

Eingesetzt wurden Kontaktanemometer, die nach 100 m Windweg einen Kontakt geben. Die Registrierung der Windrichtung erfolgte am Meßpunkt 9 mit einem Wachspapierschreiber eigener Bauart, der zugleich eine Aufzeichnung des Windweges zuläßt. Die Kontaktanemometer der Meßpunkte 1 bis 8 gaben ihre Werte an Zeitschreiber mit einem Papiervortrieb von 180 mm pro Stunde ab. Maximal wurden in der Meßperiode vom 23. 6. bis 31. 10. 1959 etwa 310 Kontakte für eine Stunde aufgeschrieben. Sie waren noch sicher zu erfassen.

Auswertungsschwierigkeiten ergeben sich bei geringen Windgeschwindigkeiten,

da die benutzten Kontaktanemometer erst bei etwa 0,7 m/sec anliefen. Dies entspricht etwa 25 Kontakten pro Stunde. Bei einer geringeren Kontaktzahl wird die Umsetzung des registrierten Windweges in eine mittlere Windgeschwindigkeit sehr unsicher. Der gleiche Effekt tritt auf, wenn innerhalb einer Stunde die Windgeschwindigkeit über kürzere oder längere Zeit unter die Ablaufgeschwindigkeit des Anemometers absinkt.

Da es bei diesen Untersuchungen weniger auf die Ermittlung absoluter Werte ankam, sondern vielmehr ein Vergleich zwischen verschiedenen Meßstellen angestrebt wurde, so konnte trotz dieser meß- und auswerttechnischen Bedenken eine Extrapolation unter die Anlaufgeschwindigkeit vorgenommen werden. Da der Diskussion der Meßergebnisse weniger die Mittelwerte als die Verteilung der Geschwindigkeiten

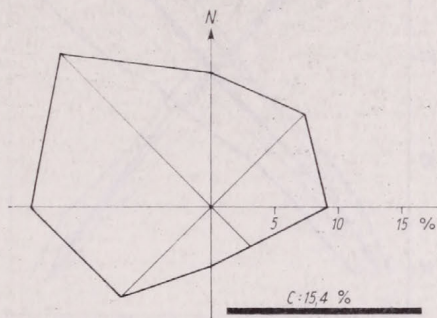


Abb. 7. Prozentuale Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen in der Beobachtungsperiode in Zöberitz. C = Calmen

zugrunde gelegt werden, so sind Fehlbeurteilungen in diesem Schwachwindbereich kaum möglich.

Die Stundenwerte der Windgeschwindigkeiten für die 9 Meßpunkte wurden in Klassen eingeordnet, so daß jede Klasse einen Geschwindigkeitsbereich von 0,5 m/sec umfaßte. Aus diesen Häufigkeitsverteilungen ergeben sich für den Beobachtungszeitraum für jeden Meßpunkt die in der Tabelle I angegebenen mittleren Windgeschwindigkeiten

TABELLE I.

Meßpunkte	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
	1.4	1.6	1.5	1.6	1.6	1.7	1.7	1.9	2.1	m/sec
% von Meßpunkt 9	67	76	71	76	76	81	81	90	100	%

Es zeigt sich zunächst, daß an den für landwirtschaftliche Windschutzversuche vorgesehenen Parzellen bei den Meßpunkten 2, 3, 4, 5 und 6 nahezu einheitlich eine Verminderung der Windgeschwindigkeit um rund 25% gegenüber dem Freiland während der gesamten Beobachtungsperiode festzustellen ist. Es entspricht dies der vorangegangenen Abschätzung. Dabei zeigen die Häufigkeitsverteilungen, daß signifikante Unterschiede an diesen Stellen nicht eintreten. In der Darstellung der Häufigkeitsverteilungen können daher die Werte dieser Meßpunkte zu einer ersten Gruppe zusammengefaßt werden (Abb. 6.) Zu einer zweiten Gruppe gehören die Daten der Meßpunkte 7 und 8. Die Abbildung 6 zeigt weiter, daß bei Windgeschwindigkeiten bis zu 2.0 m/sec die Bremsung gegen den Freilandwind in Gruppe 1 etwa 25% beträgt. Bei einem Freilandwind zwischen 2.0 bis 4.0 m/sec liegt sie bei 20%. Oberhalb 4.0 m/sec steigt sie auf 30% an. Das entspricht in den drei Geschwindigkeitsbereichen einer Verminderung um 0.3 m/sec bzw. um 0.5 m/sec unterhalb 4.0 m/sec.

Im oberen Bereich ergibt sich bei einem Freilandwind von 7.0 m/sec eine Abschwächung um etwa 2.2 m/sec. Während im Freiland Spitzengeschwindigkeiten von 8.0 m/sec und mehr erreicht werden, steigt die Windgeschwindigkeit im Hindernisbereich kaum über 6.0 m/sec an. In 70% aller Stunden wird die Geschwindigkeitsgrenze von 2.0 m/sec in der Gruppe 1 nicht überschritten, das sind 10% mehr als im Freiland.

Die Ergebnisse bestätigen die Auffassung, daß mittels eines gewinkelten Wind-

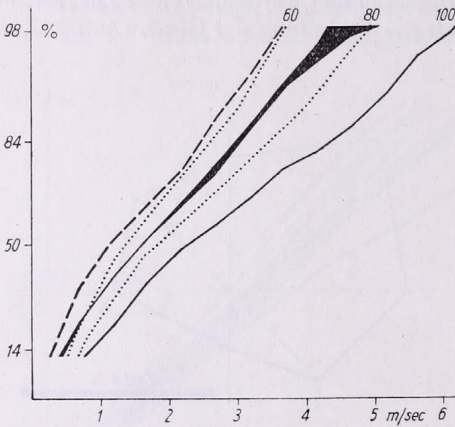


Abb. 8. Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten im Versuchshindernis bei Westwind im Wahrscheinlichkeitsnetz in der Beobachtungsperiode. Dicke Linie: Meßpunkt 9 (Freiland); Gestrichelt: Meßpunkt 1; Ausgelegte Fläche: Gruppe der Meßpunkte 4, 5, 6; Punktirt: 80 bzw. 60 Prozent der Windgeschwindigkeit an Meßpunkt 9

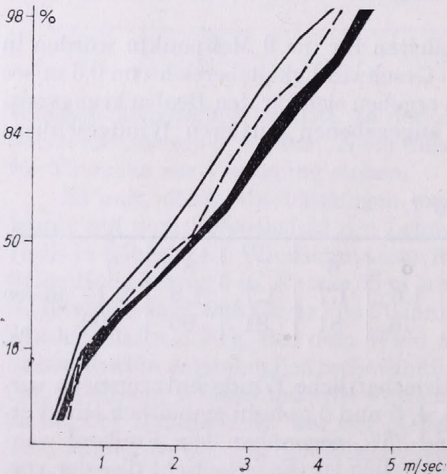


Abb. 9. Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten im Versuchshindernis bei Ostwind im Wahrscheinlichkeitsnetz in der Beobachtungsperiode. Dicke Linie: Meßpunkt 9; Gestrichelt: Meßpunkt 1; Ausgelegte Fläche: Gruppe der Meßpunkte 4, 5, 6

schutzes aussagekräftige Unterlagen für die Abschätzung des Windschutzes auf den Ertrag landwirtschaftlicher Nutzpflanzen gewonnen werden können.

Die Abb. 6 enthält die Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit für alle während der Meßperiode auftretenden Windrichtungen. Die Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen kann der Abb. 7 entnommen werden. Gegenüber dem langjährigen Mittel ist die Häufigkeit der SW-Winde im Untersuchungszeitraum des Jahres 1959 wohl etwas zu klein und die der NE-Winde zu hoch. Im Hinblick auf den Untersuchungszweck befriedigt aber diese Verteilung.

Aus dem Beobachtungsmaterial wurden die Häufigkeitsverteilungen für Westwinde (Abb. 8), Ostwinde (Abb. 9) und Nord-Nord-Ost-Winde (Abb. 10) ermittelt.

In der Abb. 8 genügen die Verteilungen der Windgeschwindigkeiten den Abschätzungen der Abb. 5. Zur Verdeutlichung der Bremswirkung des Hindernisses wurden zwei weitere Verteilungen eingezeichnet, die einer Abschwächung des Freilandwindes (Meßpunkt 9) um 20 bzw 40% entsprechen. Die Werte der Meßpunkte 4, 5, 6 liegen im ganzen Bereich bei etwa 70% der Windgeschwindigkeit des Freilandes.

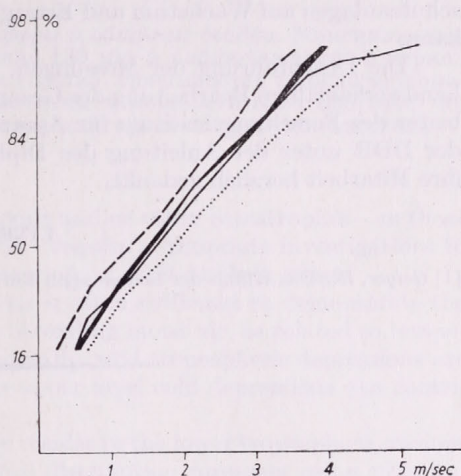


Abb. 10. Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten im Versuchshindernis bei NNE-Wind im Wahrscheinlichkeitsnetz in der Beobachtungsperiode. Dicke Linie: Meßpunkt 9; Gestrichelt: Meßpunkt 1; Ausgelegte Fläche: Gruppe der Meßpunkte 4, 5; Punktirt: Meßpunkt 8

Sie bestätigen die getroffene Abschätzung. Dabei darf nicht übersehen werden, daß die Bremsfunktion vorgegeben wurde, ohne daß eine experimentelle Nachprüfung ihrer Gültigkeit für ein zu 50% durchlässiges Hindernis erfolgte. Es entspricht auch die Verteilung für den Meßpunkt 8, die aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht in die Abbildung aufgenommen wurde, dem Relativwert 80%, wie dies die Abb. 5 verlangt.

Nach dieser befriedigenden Übereinstimmung zwischen Abschätzung und experimentellem Befund sei zu den beiden anderen vorgelegten Häufigkeitsverteilungen noch eine Bemerkung gestattet. Bei Ostwind muß die Windgeschwindigkeit an Meßpunkt 1 niedriger liegen als in der Gruppe 4, 5 und 6. Es ist auch zu erwarten, daß in diesem Falle der Bezugspunkt 9 im Windschatten des Hindernisses liegt. Tatsächlich weist Meßpunkt 9 bei Ostwind Geschwindigkeiten aus, die 80% unter denen an den Meßpunkten 4, 5, 6 liegen. Auch dies entspricht den Abschätzungen ebenso wie die Abnahme der Windgeschwindigkeit mit der Annäherung an das Hindernis (Meßpunkt 1) um etwa 10%.

Es bleibt noch die Betrachtung des Windfeldes bei NNE-Wind übrig. Bei dieser Windrichtung tritt der Wind nahezu streifend auf den nördlichen Hindernisteil auf. Erst mit der Annäherung an den Südweig wird die Geschwindigkeit abgebremst. Die Verteilung für den Meßpunkt 1 muß vergleichsweise eine größere Häufigkeit geringer Windgeschwindigkeiten ausweisen. Die Verteilung für die Meßpunkte 4, 5 deckt sich mit der des Freilandwindes bei Meßpunkt 9. Aber auch die höheren Windgeschwindigkeiten beim Meßpunkt 8 sind nach den Nägeli'schen Beobachtungen an Waldrändern zu erwarten.

Als Ergebnis der Untersuchungen kann festgestellt werden, daß die Abschätzung

des Windfeldes hinter einem gewinkelten Hindernis, die an Hand Nägeli'scher Meßergebnisse vorgenommen wurden, durch den experimentellen Befund bestätigt werden konnte. Die Meßreihen weisen aus, daß die für landwirtschaftliche Windschutzversuche in einem solchen Winkelhindernis angebotene Fläche von 62 m² im Mittel einer um rund 30% geringeren Windgeschwindigkeit ausgesetzt ist als eine ungeschützte Fläche und daß in diesem Bereich keine signifikanten Unterschiede in den Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten zu erwarten sind. Damit ist ein Weg aufgezeigt worden, auf dem der landwirtschaftliche Versuchsansteller auch über längere Zeitabschnitte hinweg zuverlässige Untersuchungen über den Einfluß von Windschutzanlagen auf Wachstum und Ertrag landwirtschaftlicher Nutzpflanzen anstellen kann.

Die Durchführung der Messungen, die Auswertung der Registrierung und die handwerksmäßige Bearbeitung des Gesamtmaterials erfolgte durch technische Mitarbeiter des Forschungsinstituts für Agrarmeteorologie des Meteorologischen Dienstes der DDR unter der Anleitung des Diplom-Meteorologen *V. Schöne*. Ihnen sei für ihre Mitarbeit herzlich gedankt.

LITERATUR

[1] *Geiger, R.*: Das Klima der bodennahen Luftschicht F. Vieweg und Sohn, Braunschweig 1961

Upper-Level Disturbances and Heavy Rainfall

M. BOSSOLASCO, I. DAGNINO and G. FLOCCHINI, *Istituto Geofisico e Geodetico, Genova*

Magaslégköri háborgások és a nagycsapadékok. Az Olaszország kontinentális részén 1960—68 között előfordult 130 mm-t meghaladó napi maximális csapadékösszegeket kapcsolatba hoztuk egy tisztán meteorológiai paraméterrel, az 500/1000 mb-os rétegvastagság 24 órás változásával. Ez a paraméter sikeresen felhasználható az árvíz-előrejelzésben.

✱

Возмущения верхних слоев атмосферы и обильные осадки. Максимальные суточные суммы осадков, превышающие 130 мм, и наблюдавшиеся в период 1960—68 гг. в континентальной части Италии, связываются с число метеорологическим параметром: суточным изменением мощности слоя 500/1000 мб. Этот параметр эффективно используется для предсказания наводнения.

✱

1. — Heavy extensive rains, causing floods and/or other catastrophes—as those occurred in Italy on November 1966 and 1968—require appropriate investigations to derive pure meteorological methods of forecasting, at least at short range.

The three-dimensional isentropic analysis is often sufficient to demonstrate the relationship between the rain areas and the ascending moist air, as related to temperature contrasts in the free air (fronts). Generally, mid-tropospheric depressions are large-scale precipitation producers, but also upper-level cold depressions can contribute.

As the major portion of moisture supply resides in the lower troposphere, various methods of short-period quantitative rainfall distribution forecasts using practical synoptic techniques, for the isobaric layer up to 700 mb only, have been proposed and they can be useful for extensive area (See f. i. W. W. Swayne, 1956). However, besides the orographic contribution, the disturbances responsible of heavy extensive rainfall often, better generally, involve also higher layers.

2. — The aim of this note is to emphasize a close relationship between the maximum rain rate for extensive rainfall higher than 130 mm/24h and the intensity of the thickness variation of the isobaric layer 500/1000 mb, as deduced from 60 cases of strong or very strong rainfall occurred over continental Italy from 1960 to 1968. If in the future the aerological data will be suitably increased in space and especially in time, herewith an useful forecasting method will be available.

We started from a result we have obtained by analysing the thunderstorm formation over the Mediterranean Sea and neighbouring regions in several years, by radiogoniometric localization, from the English SFLOC for the Mediterranean, as well as from data derived from our CRDF-stations (Genova, Napoli, Trieste and Bari). Namely, we found that a marked negative thickness variation of the layer 500/1000 mb is a necessary condition to the generation of extensive thunderstorms, the same condition becoming also sufficient for the thunder activity over the sea in winter (*M. Bossolasco et al.*, 1966, 1967, 1969).

The headlines for explain these results can be summarized as follows. When at 500 mb the vertical motion is downward (subsidence) in region where the thickness is small and upward in regions where the thickness is large, heavier (colder) air will sink and lighter (warmer) air rise. Therefore, where the thickness is sufficiently small, the sinking of cold air will generate statical instability as the potential temperature decreases upward, and this instability increases as much as higher becomes the warm air supplied from the body layers (thunderstorms over land in the afternoon, thunderstorms over sea in autumn and winter, etc.).

On the other side, at middle latitude often the instability derives from the baroclinicity of the zonal current associated with horizontal temperature contrasts, which are particularly evident on the meridional right side of a trough, as due to the subsidence of cold air.

The horizontal temperature contrast of zonal current and the baroclinic instability increase when the Atlantic air masses attain the continent. In this case generally a sharp enhancement of the disturbance occurs, together with the shortening of its wavelength. (*M. Bossolasco and I. Dagnino, 1958*). Chiefly in late autumn, over East and South-East Europe the cold anticyclone exerts a great blocking effect and the disturbances are therefore compelled to extend at the upper levels (besides the orographic action). The amplification of the wave disturbance must be accompanied by

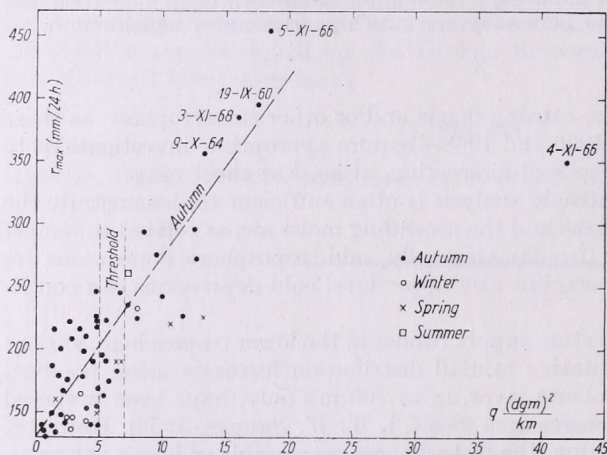


Fig. 1. —Dependence of the daily maximum rainfall rate in mm (r_{\max}) on the parameter q

$$q = \frac{h_c h_w}{d} \left(\frac{dgm^2}{km} \right) \cdot 10^{-2}$$

where h_w and h_c represent the maximum positive and negative thickness variation of the isobaric layer 500/1000 mb in the corresponding 24h, d the distance in km between the centers relative to these maxima (60 cases of the period 1960—68).

rising air masses and sinking cold masses, which come in contact. When the warm air mass has a convenient high moisture, the possible precipitation rate depends on the horizontal and vertical contrast between the same masses and on the extent of surfaces they come in contact for unity of time.

Consequently, on account of the quantities usually available, the maximum rate of precipitation in a determinate time interval (24h), should mainly be a function of the following variables:

(i) the wavelength of the disturbance, i.e. the distance d (in km) between the center of maximum positive variation of thickness and the corresponding center of maximum negative variation for the same isobaric layer;

(ii) the absolute value of the same maximum thickness variations (in $dgm/24h$), which we shall indicate with h_c for the cold air (negative variation) and with h_w for the warm air.

Starting from these concepts, we have tried to correlate the absolute maximum rainfall rate in 24h (r_{\max} in mm)—recorded in places of continental Italy during 1960—68 (by the stations of the Servizio Idrologico, Ministero dei Lavori Pubblici, and published in their "Annali Idrologici")*—with the following ratio:

* All Italian pluviometric stations makes measurements only at 8h; therefore the data we have used are not rightly simultaneous with those derived from the thickness maps, referred to the variation from 0h to 24h. This can partially explain the dispersion of the values in the derived correlation.

$$q = \frac{h_c \cdot h_w}{d} \left(\frac{\text{dgm}^2}{\text{km}} \right) \cdot 10^{-2}. \quad (1)$$

3. — Taking into account only rainfalls with water high greater than 130mm/24h, we have collected 60 cases, for which the values r_{\max} versus q have been represented in Fig. 1. Although the dispersion is not small—besides the fully unusual case of November 4, 1966—the figure shows that a satisfactory relationship exists in such a manner that generally the absolute maximum of rainfall increases with the parameter q .

Among the 60 cases, the majority belongs to the autumn (47 cases), season during which the extreme maxima causing floods generally occur in Italy. Trying to repre-

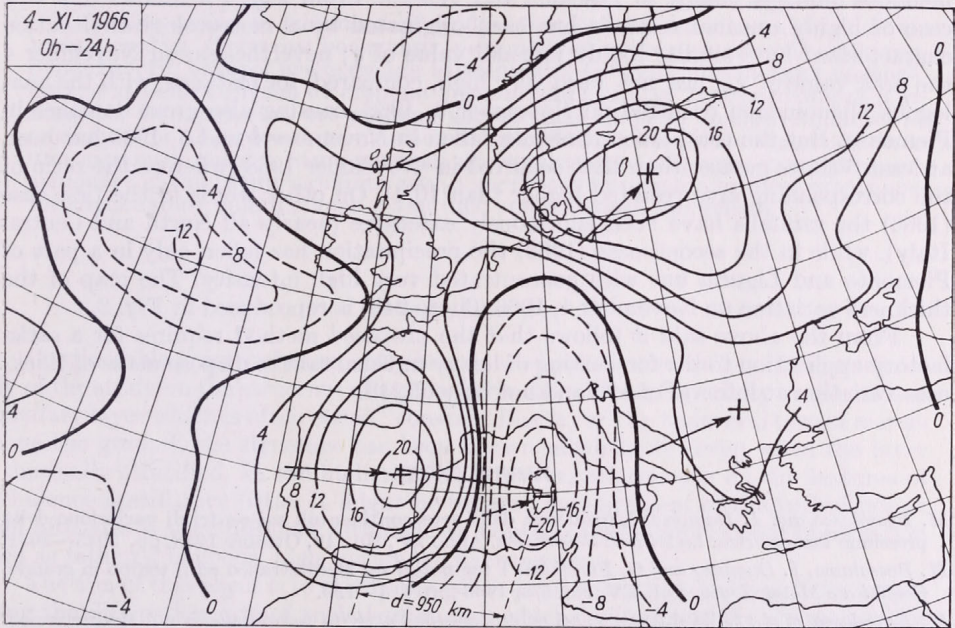


Fig. 2. — Thickness variation in dgm of the layer 500/1000 mb occurred on November 4, 1966 (great flood over Tuscania and Venetia). (From the „Täglicher Wetterbericht“ of the „Deutscher Wetterdienst“).

sent with a compensating right the relationship for the 46 autumnal cases, the least square method yields to the following formula for the dependence of r_{\max} on q :

$$(\text{Autumn}) r_{\max} = (14.3 \pm 1.1) q + (131.4 \pm 7.8). \quad (2)$$

This right line is also represented in Fig. 1 with a spaced heavy line.

Of course, this approach is disputable from different points of view. Firstly, more than the half of the 46 autumnal cases refers to values of q less than 5–6, which surely are not able to represent a necessary condition for the occurrence of heavy extensive rains. However, in this field of small values of q the figure lets us know the order of maximum rain rate to be expected, i. e. not greater than 250 mm/24h.

The reliability of the correlation represented by the formula (2) is therefore better for values of q greater than 5–6; and in such cases the condition $q > 6$ seems to be

necessary for the occurrence of extensive rainfalls giving absolute maxima greater than 220 mm/24h, at least.

Further more precise investigations should establish the threshold beyond which higher values of q become not only a necessary but also a sufficient condition for the occurrence of unusually high rainfall.

The chief deficiency of the present approach lies in the fact that we have considered the absolute peaks of the daily rainfall rate instead of the total volume of precipitated water (often by lacking of data,) a quantity this that is rightly appropriated to be correlate with the responsible meteorological situation as represented by the parameter q .

On this regard a striking example of the decisive importance of the total amount of precipitations is given by the great floods of November 1966, which caused tremendous damages chiefly in Tuscania and Venetia. From *Fig. 1* it follows that this case of highly unusual rainfalls has been originated by a meteorological situation characterized by a similar highly unusual value of q ; nevertheless, on November 4 the peak value of r_{\max} has not been very high, compared, for instance, with the analogous phenomenon occurred on November 3, 1968, causing also great damages in Piemonte. But the total amount of rain fallen in November 4 and 5, 1966 has been at least 5 times greater than that occurred in November 1968 (whereas the ratio of the corresponding area resulted higher than 10/1). On other words in the first case (1966) the rainfalls have been enormously extensive (nearly all North and Central Italy), while in the second case (1968) the precipitation has fallen only in a part of Piemonte and Liguria but with concentrated very high intensity. The map of the thickness variation on November 4, 1966 (0h to 24h) is reproduced in *Fig. 2*.

From the above said it follows that the proposed method requires for a satisfactory application to the forecasting of heavy unusual rain to dispose maps of thickness variation at interval of 12h and not only of 24h.

REFERENCES

- M. Bossolasco and I. Dagnino: L'influenza delle aree continentali sui centri di variazione della pressione atmosferica. *La Ricerca Scientifica*. Anno 28°, No. 10, Ottobre 1958, pp. 2045—2051.
- M. Bossolasco, I. Dagnino and G. Flocchini: I temporali sul Mediterraneo ed il tempo in grande. *Geofisica e Meteorologia*, Vol. XV, No. 5/6, 1966, pp. 113—129.
- M. Bossolasco et al.: Sulla diffusione ed evoluzione dell'attività temporalesca nel Mediterraneo. *Geofisica e Meteorologia*, Vol. XVI, No 3/4, 1967, pp. 57—69.
- M. Bossolasco, I. Dagnino and G. Flocchini: Risultati preliminari sulla registrazione rapida della scariche elettro-atmosferiche. *Geofisica e Meteorologia*, Vol. XVIII, No. 3/4, 1969, pp. 90—97.
- W. W. Swayne: Quantitative Analysis and Forecasting of Winter Rainfall Patterns. *Monthly Weather Review*, Vol. 84, No. 2, 1956. pp. 53—65.
-

A Floating Smoke Puff for Estimating the Dissipation Rate of Turbulent Energy in the Atmosphere

K. TAKEUCHI and S. ITO, *Japan Meteorological Agency, Tokyo*

A légköri turbulens energia-disszipáció mértékének becslése füstgomoly kísérletek alapján. Figyelembe véve a légköri turbulencia tanulmányozásának legutóbbi eredményeit, a szerzők megvizsgálták a lebegő füstgomolyok disszipációs idejének és a légköri turbulens energia-disszipáció mértékének összefüggését. Megállapították, hogy az energia-disszipáció mértéke viszonylag könnyen becsülhető pontszerű forrásból kibocsátott füstgomolyok disszipációjához szükséges idő mérése alapján, ha a füstgomoly intenzitása (füst-koncentráció) eléggé nagy ahhoz, hogy a disszipáció ideje az ún. „átmeneti tartományban” legyen.

✕

Оценка степени диссипации турбулентной энергии в атмосфере по дымовым следам. С учетом последних результатов изучения атмосферной турбулентности, авторы исследовали зависимость времени диссипации возносящихся дымовых следов от степени диссипации энергии турбулентности в атмосфере. Обнаружено, что степень диссипации энергии сравнительно легко оценивается на основании измерения времени, необходимого для диссипации дымовых следов, выпускаемых источником-точкой, если интенсивность дымового следа (концентрация дыма) достаточно высока для того, чтобы время диссипации приходилось в так наз. «переходный диапазон».

✕

1. Introduction

Considerable progress has recently been made both theoretically and experimentally of the study on the structure of atmospheric turbulence. Especially in the surface boundary layer which is often called "constant flux layer" up to several tens of meters above the ground, the structure has been known much better even when the layer is thermally stratified. In the higher layer, however, information on the features of turbulence is still very little. It might be because measurement of the turbulence at high altitudes is very difficult, although we now have different ways of observation such as tethered balloons, high towers, and aeroplanes.

The aim of this paper is to clarify the behavior of a floating smoke puff for estimating the dissipation rate of turbulent energy which well reflects the characteristics of the turbulence in the atmosphere. This rather simple method could be utilized to the air pollution problem, for instance.

2. Dissipation time of a smoke puff

It is well known that a behavior of the smoke puff released from an instantaneous point source contains much information on the turbulence in the atmosphere. Variations in time of the visible outline of a smoke puff have been investigated both theoretically and empirically (Roberts, 1923; Kellogg, 1956; Inoue, 1964). A precise measurement, however, may be very difficult, because the visible edge depends upon the optical properties of the puff and also upon the contrast with the background.

On the other hand, it is rather easy to measure the time interval between firing and dissipating of a smoke puff in the atmosphere. This dissipation time of a puff is closely related with the dissipation rate of turbulent energy.

As a reasonable approximation even in a shear flow, the average distribution of smoke particles is assumed to follow a Gaussian law. Then the concentration, $C(x, y, z, t)$, is given by the equation:

$$C(x, y, z, t) = \frac{Q}{[2\pi\sigma^2(t)]^{3/2}} \exp\left[-\frac{x^2+y^2+z^2}{2\sigma^2(t)}\right], \quad (1)$$

where Q : total amount of smoke
 x, y, z : distances measured from the center of smoke: x being downwind, y crosswind, and z vertical
 t : time counted from the start of the process
 σ : standard deviation of the concentration.

If the puff is viewed from some distance to one side of its direction of travel, the brightness of the puff, B' , will be written as

$$B' = B \exp\left(-\int_{-\infty}^{\infty} a_0 C dy\right), \quad (2)$$

where B is the brightness of the background and a_0 is a constant to be determined

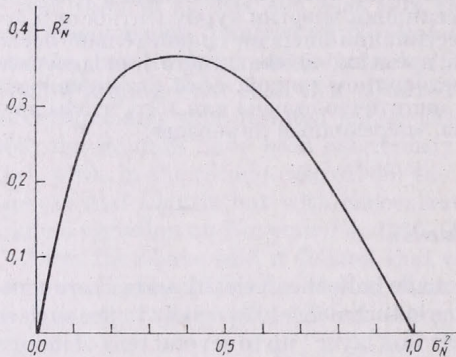


Fig. 1. The radius of visible outline of the puff, r_N , as a function of the standard deviation of concentration of the puff, δ_N , both in nondimensional form.

empirically. The smoke puff can be noticed when its contrast with the background is within the threshold value. The following equation will then be obtained:

$$(B - B')/B \geq 1 - \exp(-\delta). \quad (3)$$

Here δ is a constant to be determined empirically and has been found 0.02 approximately.

The radius of visible outline of the puff, r , is represented from eqs. (2) and (3), as

$$-\frac{r^2}{2\sigma^2} = \ln \frac{2\pi\delta \sigma^2}{a_0 Q}, \quad (4)$$

where $r = (x^2 + z^2)^{1/2}$. The above equation can be written in nondimensional form:

$$\frac{\pi\delta r^2}{a_0 Q} = -\frac{2\pi\delta \sigma^2}{a_0 Q} \ln \frac{2\pi\delta\sigma^2}{a_0 Q} \quad (5)$$

Here both nondimensional radius and standard deviation of the puff are respectively denoted as

$$R_N = \left(\frac{\pi\delta r^2}{a_0 Q}\right)^{1/2} \quad \text{and} \quad \sigma_N = \left(\frac{2\pi\delta\sigma^2}{a_0 Q}\right)^{1/2}$$

The relationship between the two is depicted in Fig. 1.

At the time when the puff dissipates (i. e., $r = 0$), the following equation holds from eq. (5):

$$\frac{2\pi\delta\sigma_D^2}{a_0Q} = 1$$

where σ_D is the standard deviation at the time of dissipation. Namely

$$\sigma_D^2 = \frac{a_0Q}{2\pi\delta}. \quad (6)$$

Consequently, the standard deviation σ_D can be determined when the dissipation time t_D is measured.

On the other hand, the variance of the concentration, σ^2 , can be represented from the dimensional analysis (*Batchelor*, 1949 and 1950; *Gifford*, 1957), as follows:

$$\text{when } t > t_1 \text{ (small } t\text{): } \sigma^2(t) - \sigma^2(0) \propto t^2, \quad (7)$$

$$t < t_1 \text{ (intermediate } t\text{): } \sigma^2(t) \propto t^3. \quad (8)$$

Here, if ε is the dissipation rate of turbulent energy, t_1 is the characteristic time described by

$$t_1 = \varepsilon^{-1/3} \sigma^2(0).$$

If Q is chosen so as to satisfy the condition: $t_D > t_1$, eqs. (6) and (8) lead the following equation,

$$\varepsilon \propto \frac{a_0Q}{2\pi\delta} t_D^{-3}. \quad (9)$$

As a consequence, ε can be determined by t_D , using such a smoke puff that a_0 and Q are same.

3. Empirical justification

Different Q 's are taken so that they may fulfil the condition of eq. (9). Then,

$$\varepsilon \propto \frac{a_0Q_i}{2\pi\delta} t_{Di}^{-3}, \quad (10)$$

where the suffix i corresponds to the different Q 's. If we make choice of two different smoke intensities, the following equation is obtained:

$$\frac{Q_2}{Q_1} = \left(\frac{t_{D2}}{t_{D1}} \right)^3. \quad (11)$$

If we choose the smoke so that $Q_2 = 2Q_1$, then $t_{D2}/t_{D1} = 2^{1/3}$. *Halstead* (1959) has found that average value of the ratio is 1.31 after making a preliminary experiment of 15 runs. This value agrees fairly well the with theoretical one. It means that the smoke intensity he has chosen satisfies eq. (9) on the whole.

Now, the relationship between the dissipation time t_D and the dissipation rate of turbulent energy ε is examined on the basis of the data obtained during "the Great Plains Turbulent Field Program" (*Lettau and Davidson*, 1957). The experiment of smoke puff was made by *Halstead* and at the same time various meteorological observations were conducted.

There are different ways to estimate the dissipation rate. For example, the spectrum and the correlation function of wind fluctuation can be used. However, the method of wind profile is here adopted. After *Lumley and Panofsky* (1964), and *Record and Cramer* (1966), the dissipation rate ε is approximately represented even in the wide range of thermal stability, as follows:

$$\varepsilon = V_*^2 \frac{dV}{dz} \quad (12)$$

Here, V_* is the friction velocity and dV/dz is the wind shear, both being determined from the wind profile. Thus the relationship between the two can be obtained (see Fig. 2).

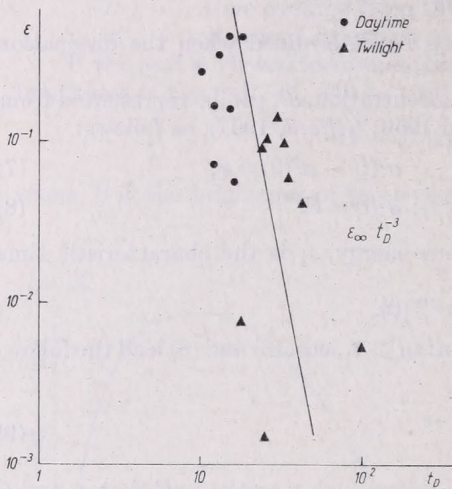


Fig. 2. The dissipation rate of turbulent energy, ε , as a function of the dissipation time of the puff, t_D , based upon the data obtained during "the Great Plains Turbulent Field Program."

The figure shows that dots are rather scattered especially at twilight. It seems to be unavoidable.

4. Conclusion and Discussion

If the fact is confirmed that the smoke intensity is chosen so that the dissipation time may be in the region of intermediate time and if the contrast of proportionality is determined beforehand, the dissipation rate of turbulent energy can easily be determined by measuring the dissipation time of the smoke puff.

In the foregoing, the light scattered from the smoke puff is neglected, but it can be minimized when the smoke is black as in case of Halstead. Since experiments for verification are still few, further observations are necessary.

REFERENCES

- Batchelor, G. K.: Diffusion in a field of homogeneous turbulence. *Austral. J. Sci. Res.*, 2, 437—450, 1949.
- Application of the similarity theory of turbulence to atmospheric diffusion. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 77, 315—317, 1950.
- Gifford, F.: Relative atmospheric diffusion of smoke puffs. *J. Meteor.*, 14, 410—414, 1957.
- Halstead, M. H.: Low level smoke puff drift. in "Exploring the Atmosphere's First Mile," Vol. 1, London, Pergamon Press, 117—119, 1957.
- Inoue, E.: On the horizontal diffusion over the sea surface. in "Hydraulics and Fluid Mechanics," London, Pergamon Press, 385—293, 1964.
- Kellogg, W. W.: Diffusion of smoke in the stratosphere. *J. Meteor.*, 13, 241—250, 1956.
- Lettau, H. H. and B. Davidson, (ed.): "Exploring the Atmosphere's First Mile," Vol. 2, London, Pergamon Press, 1957.
- Lumley, J. L. and H. A. Panofsky: "The Structure of Atmospheric Turbulence," New York, Interscience Publishers, 1964.
- Record, F. A. and H. E. Cramer: Turbulent energy dissipation rates and exchange process above a non-homogeneous surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 92, 519—532, 1966.
- Roberts, O. F. T.: The theoretical scattering of smoke in a turbulent atmosphere. *Proc. Roy. Soc. London*, A104, 640—654, 1923.

Widerspruchsvolle Niederschlagskarten über Klein-Asien

J. KAKAS, Meteorologischer Dienst der UVR, Budapest

Ellentmondásos csapadéktérképek Kisáziáról. Az utóbbi 3—4 évtizedben megjelent tanulmányok, éghajlati kézikönyvek és atlaszok egymásnak ellentmondó csapadéktérképeket közölnek Kisáziáról, különösen Törökország keleti, magashegyvidéki tájáról. A térképek egyik csoportja a Tigris és Eufrátesz felső vízgyűjtőjének csapadékát a valóságosnál kevesebbnek, másik csoportja számottevően nagyobbak tünteti föl. Ezek az ellentmondások csak részben tulajdoníthatók a megfigyelések hiányának vagy nem kielégítő mértékének; föltevésünk szerint sokkal inkább annak, hogy e térképek szerzői az Örmény-magasföldet délről határoló hegrendszer izohiétáinak szerkesztése során az interpolált csapadékértékeket a csapadék függélyes gradiensének extrazonális analógiák alapján végrehajtott számításával határozták meg. Az 1931—1960. évi normál-periódus adatai szerint itt, az Örmény-Taurosban az évi maximális csapadék-zóna jóval a gerincmagasság alatt van, s 1000 mm-t mindenképpen meghaladó, de 1500 mm-t el nem érő átlagos csapadékmézó jelölhető ki. A normál-periódus évi átlagos csapadékeloszlását 3. ábránkon mutatjuk be.

✱

Противоречивые карты распределения осадков в Малой Азии. В изданных за последние 3—4 десятилетия работах, климатологических справочниках и атласах опубликованы противоречивые карты распределения осадков для территории Малой Азии, в особенности для восточного, высокогорного района Турции. В одних из карт сумма осадков верхней водосборной площади рек Тигра и Евфрата снижена, а в других — в значительной мере преувеличена. Эти противоречия только частично могут быть приписаны недостаткам наблюдений или их малому количеству. По мнению автора они связаны скорее с тем, что авторы этих карт определили интерполированные суммы осадков при построении изогиев горных массивов, ограничивающих Армянскую возвышенность с юга, путем вычислений, проведенных по аналогии вертикального градиента осадков в иной зоне. По данным нормального периода за 1931—1960 гг. зона максимальных годовых сумм осадков в Армянском Тавре находится значительно хребта, причем здесь можно выделить поле средних сумм осадков, превышающих 1000 мм, но не достигающих 1500 мм. Распределение среднего годового количества осадков за нормальный период представлено на рис. 3.

✱

Die grundlegende Aufgabe der Klimaforschung ist die *wahrheitsgetreue* Darstellung der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Klimatelemente oder Elementenkomplexe. Die zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre vor sich gehende ständige Wechselwirkung bringt ein abwechslungsreiches räumliches und zeitliches System der in der unteren Troposphäre vor sich gehenden physikalischen Prozesse, d. h. des Wetters zustande, besonders dort, wo einerseits der Oberfläche horizontal und vertikal stark gegliedert ist, und andererseits im Zirkulationssystem des betreffenden Gebietes charakteristische jahreszeitliche Unterschiede bestehen. Ein solches Gebiet der Erde ist Kleinasien, insbesondere der innere, östliche Teil desselben, die sich über 3—4000 m erhebenden Gebirgsketten des Armenischen Hochlandes und des Armenischen Taurus, am nördlichen Rand des Tieflandes von Mesopotamien.

Auf diesem Gebiete wurde die wahrheitsgetreue Darstellung der Klimatelemente für uns besonders dadurch aktuell, daß von der Meteorologischen Weltorganisation zum Zwecke der Zusammenstellung eines meteorologischen Weltatlanten vorerst die Ausgabe der Temperatur- und Niederschlagskarten der europäischen Region (der sogenannten Region VI) in Gang gebracht wurde. Zur Ausarbeitung dieser Karten wurde — wie dies für die Leser der *Időjárás* sicherlich nicht unbekannt ist — von der WMO der ungarische meteorologische Dienst ersucht. Als Grundmaterial der Karten

sollen die in der sogenannten Normalperiode von 1931—1960 gesammelten Beobachtungsangaben dienen. Sowohl die Menge als auch die Qualität des zu dieser Periode auf dem Gebiete der Region gesammelten Materials ist im allgemeinen bereits geeignet dazu die geographische Verteilung der Klimatelemente sowohl räumlich als auch zeitlich an den Karten in der wahrheitsgetreuesten Weise darzustellen und dadurch zu erzielen, daß die Karten des Weltatlases *die Korrektur unserer klimatologischen Kenntnisse* dort ermöglichen, wo diese neueren Darstellungen jenen unserer Karten, die dem, aus älteren, dürftigeren, ja sogar mangelhafteren Angaben verfertigten Karten dargestelltem Bilde widersprechen.

Mit unseren früheren Kenntnissen verglichen ist nun ein solcher Widerspruch an den neuen verfertigten Niederschlagskarten von Kleinasien: am Armenischen Hochlande und ganz besonders im Raume des Armenischen Taurus, d. h. am oberen Einzugsgebiet der Tigris und Eufrates vorzufinden. Zu einer ausführlicheren Analyse dieser Widersprüche wird man von zwei Motiven angespornt: 1. Unseres Erachtens ist sie aus dem Aspekte der Methodik der Klimaforschung äußerst lehrreich. 2. Das Ziel der WMO-Karten ist die Ermöglichung der Darstellung einer sich auf der ganze Erde erstreckenden Wasserbilanz; hier wird das Niederschlagsgebiet der einer seit der ältesten Zeit unter Bewässerungswirtschaft gezogenen Region gemeint, die den Großteil ihrer Wassermenge gerade von dem obenerwähnten, südöstlichen Gebiet der Türkei bezieht.

Einleitend muß bemerkt werden, daß obwohl uns die vor gerade 100 Jahre stammenden meteorologischen Monatsberichte und die darin „in extenso“ mitgeteilten Witterungsangaben des Universitätsobservatoriums des Ottomanischen Reiches bekannt sind, zur Organisation des türkischen meteorologischen Landesdienstes es bloß in der zweiten Hälfte der zwanziger Jahre unseres Jahrhunderts kam. Aus ungarischem Standpunkte ist diese Organisationsarbeit von besonderem Interesse, da der Organisator und während der ersten zwei Jahre Lenker dieser Arbeit im Auftrage der türkischer Regierung der heute 91 Jahre alte ungarische Meteorologe, Dr. Antal Réthly war. Unter seiner persönlichen Mitwirkung wurden die etwa 60 meteorologischen Stationen I—III. Ordnung errichtet [1]. Auf das Armenische Hochland fielen aber — von den Randgebieten ganz zu schweigen, — nicht mehr als ein-zwei Stationen, auf den Raum des Armenischen Taurus aber gar keine. Der Grund war der folgende: An den von den wilden kurdischen Stämmen bewohnten Berggebieten war zu jener Zeit die türkische Zivilverwaltung noch in einem allzu rudimentären Stadium. Selbst aus den um die Jahrhundertwende aufgestellten 10—11 militärischen und 8—9 forstwirtschaftlichen meteorologischen Stationen wurden insgesamt bloß 2—3 Stationen (Urfa, Elazig, Sarikamis) entlang der am Rande dieser unwirtlichen Berggegend sich ziehenden, kriegswichtigen Straßen aufgestellt. Die sich auf alle Elemente erstreckenden Beobachtungen wurden in 1929 bloß auf dem östlichen Ufer des Van-Sees (1725 m) und dann nach langen Jahren im engen Tale des den Kara-Dag in der Richtung Nord-Süd durchschneidenden Flusses Großer-Sab liegenden Dörfchen Hak-kari (1720 m) begonnen. Diese ersten gemessenen Angabenreihen können auch, — nach mehreren oder weniger Unterbrechungen, — bloß im letzten Jahrzehnt als kontinuierlich erachtet werden.

Gleichzeitig mit der Errichtung des Stationsnetzes des meteorologischen Dienstes wurde in der Türkei noch in 1926 mit der Organisation der 11 Wasserwirtschaftsbehörden begonnen, und zwar ebenfalls unter der Leitung eines ungarischen Ingenieurs, György Tittes. Es wurde ein dichter Stationsnetz für Niederschlagsmessungen vorgesehen, ihre Organisation ging aber langsam vor sich. Heute wird dagegen unter den 600 Meßstellen bereits von 30—35 solchen Stellen über die Niederschlagsverhältnisse des in Rede stehenden etwa 100.000 km² Gebietes ein Bild gegeben. Zwar sind nur einige darunter, deren Beobachtungen bis zum Beginn der Normalperiode von 1931—

1960 zurückreichen [2], mit ihrer Hilfe können aber allenfalls auch die kürzeren Reihen mit in der Klimatologie üblichen Methoden auf Normalperiode reduziert werden.

Sowohl in der ungarischen als auch in der internationalen meteorologischen und geographischen Fachliteratur erschienen bereits in den dreißiger Jahren Niederschlagsarten über die Türkei, diese sind aber entweder auf das Material einiger älteren Stationen ja sogar Reisebeschreibungen in Betracht nehmende großzügige Darstellungen, oder konnten bei ihrer Verfertigung bloß die sich auf 4–5 Jahre erstreckenden, über die älteren ergänzenden inhomogenen Angabenreihen der neueren Stationen verwendet werden [3]. Natürlich fehlt die Darstellung der Niederschlagsverteilung von

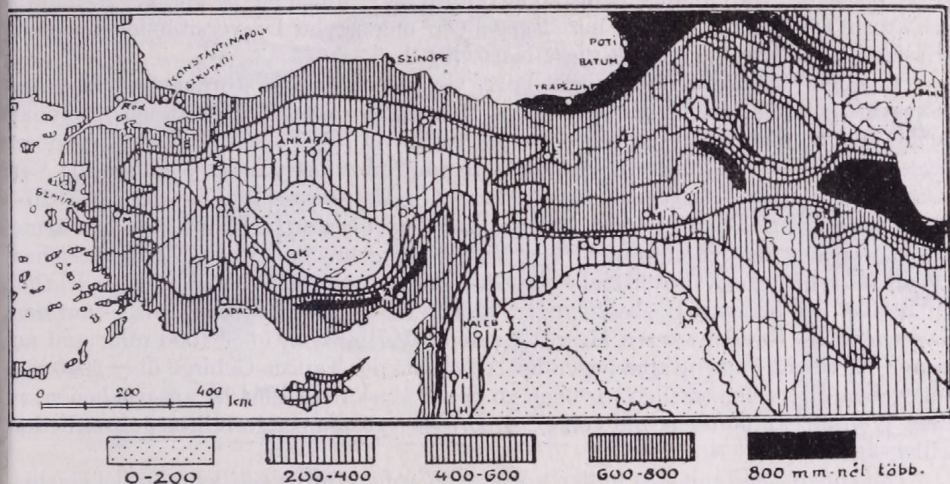


Abb. 1. Die Verteilung des mittleren Jahresniederschlages von Kleinasien nach [4]

Kleinasien auch an den Klimakarten der die Niederschlagsverhältnisse der Erdteile darstellenden Atlasse nicht. Alle können hier, da sie ja uns auch nicht zur Verfügung stehen, nicht aufgezählt werden, sondern unter ihnen bloß jene hervorgehoben, die nach der Bewertung der internationalen klimatographischen Literatur als *Quellenmaterial* erachtet werden können.

Es ist zu beachten, daß diese Karten, — aus dem Standpunkte *der auf die Normalperiode reduzierten* Niederschlagsmenge unseres Gebietes betrachtet, — auf zwei Gruppen geteilt werden können, und zwar 1. jene deren Karten beträchtlich *geringere*, oder 2. bedeutend *höhere* Werte an diesem Teile Kleinasiens angeben.

In der ungarischen Fachliteratur ist die Niederschlagskarte der Türkei in dem großangelegten Werke [4] von Jenő Cholnoky (1936) vorzufinden. Unseres Erachtens ist es zweckmäßig diese Karte hier in Facsimile wiederzugeben (*Abb. 1*), umso mehr als im Kreise unserer in der ungarischen Mittelschulen den Unterricht der meteorologischen und klimatologischen Kenntnisse versiehenden Geographieprofessoren dieses Werk auch in unseren Tagen in allgemeinem Gebrauche ist. Diese Karte ist zwar ausführlicher als die zu jener Zeit besonders in der englischen Fachliteratur über Kleinasien ausgegebenen Karten, sie bietet aber, gleich den Letzterwähnten, ein allzu vereinfachtes Bild des Jahresniederschlages des oberen Einzugsgebietes der Tigris und Eufrates: Die Karte Cholnoky's reiht diesen Jahresniederschlag bloß in die Kategorie von 600–800 mm ein, wogegen jene, — auf Grunde ihrer breiteren Skaleneinteil-

lung — mit Ausnahme des Küstengebietes fast auf dem ganzen Gebiete Kleinasien 10—20 inch (etwa 250—500 mm) angeben (*Herbertson, Kendrew* [5]).

Unsere heimischen Atlassen enthalten selten Klima- bzw. Niederschlagskarten. In unserem im Jahre 1961 erschienenen Weltatlas sind dagegen bei allen fünf Erdteilen die Niederschlagskarten vorzufinden, die in Kleinasien im Raume des Armenischen Taurus 250—500 mm, im Armenischen Hochlande aber einen Jahresniederschlag von 500—1000 mm angeben [6]. Bei diesen ohne der Anführung des Autors und der Quelle zusammengestellten und publizierten Karten kann ihre *gemeinsame Quelle* festgestellt werden: es sind die aus dem — im weiteren teilweise ergänzten — Angabenmaterial der *Köppen-Geiger'schen* Monographiereihe gefertigten Niederschlagskarten Europas, bzw. der Erde. Die am allgemeinsten bekannte unter ihnen ist die von *W. Meinardus* [7]. Auch das im Jahre 1952 herausgegebene ungarische Universitätslehrbuch der physischen Geographie enthält diese Karte [8].

Von den Mitarbeitern des Leningrader Geophysikalischen Hauptobservatoriums wurde in 1959 hinsichtlich der Nördlichen Hemisphäre unter anderem auch die monatlichen und jährlichen Niederschlagskarten gefertigt [9]. Zu diesen Karten, — deren zahlenmaterial auch in einem separaten Bande publiziert wurde — haben die Verfasser bereits die Angaben des neuen türkischen Stationsnetzes (auf die Periode 1926—1947) verwendet. Der Umstand, daß sie das Armenische Hochland und den Armenischen Taurus als Gebiete unter einer Niederschlagsmenge von 1000 mm bezeichnen, scheinen die bisher erwähnten zu bekräftigen. Andererseits aber werden — offensichtlich im Besitze der neueren Beobachtungen und im Wege der Errechnungen — auf dem Küstengebiet des Schwarzen Meeres Niederschlagsmengen über 1000 mm, und am hinter der Bucht von Antalya liegenden Abschnitt der Taurus-Gebirge über 2000 mm angegeben. Das selbe ersehen wir auch an der in Moskau in 1964 herausgegebenen, zu einer Weltkarte ergänzten und von *O. A. Drosdow* zusammengestellten Jahresniederschlagskarte [10].

Die andere, und mit den in den vorherigen aufgezählten zeitlich parallel erschienenen Gruppe von Karten und Publikationen gibt uns zwei- bis dreimal höhere Niederschlagsmengen an. Die erste ist unter ihnen die bereits erwähnte Karte von *Reichel* [3]. Nach der Bearbeitung des sich mit wenigen Ausnahmen auf 4 Jahre erstreckenden Materials von 120 Stationen wurden von Reichel die infolge der Wechselwirkung zwischen dem Gebirgssystem und den Zirkulationsprozessen Kleinasien in der Niederschlagsmenge zweifelsohne bestehenden Folgen stark betont: Entlang des ganzen Gebirgskammes des Armenischen Taurus wird eine Niederschlagsmenge von 1500—2000 mm angenommen. All dies auf Grund eines zweijährigen Jahresmittels von 1257 mm einer *einzigsten* Station, jener, bei der das Gebirge zerschneidenden, in der Richtung von SW offenen Taalköpfe in der Höhe von 1560 m liegenden Ortschaft Bitlis. Trotz aller ihrer Großzügigkeit ist die Karte von Reichel die erste, welche in ihrer Ausführlichkeit und hinsichtlich ihres Zusammenstellungsprinzips bereits unseren heutigen Kenntnissen über die Niederschlagsverteilung der Türkei sich nähert, obwohl sie sich, gerade auf dem Armenischen Hochlande an Mangel von Beobachtungen bloß auf theoretischen, auf dem Wege der Interpolation gewonnenen Folgerungen stützen konnte.

Den Niederschlagsverhältnissen von Vorderasien, in erster Linie jenen des mit der Sowjetunion benachbarten Gebietes Türkei wurde in den dreißiger Jahren von den deutschen Forschern ein auffallendes Interesse entgegengebracht. Diesem Umstande kann es zugeschrieben werden, daß nach Reichel in kurzer Zeit eine neue Arbeit über die Niederschlagsverhältnisse Vorderasiens aus der Feder von *H. Lembke* erschien [11]. Ihre Jahresniederschlagskarte ist von einer ausführlicheren Skala, sie wurde aus den Angaben der Periode 1929—1937 gefertigt, mit einem Maßstab von 1:3.7 Millionen. Hinsichtlich des uns interessierenden Gebietes besaß sie auch nicht

viel mehr Angaben, als Reichel. Von Lembke wird aber mit Hinsicht auf die Zirkulationsverhältnisse des betreffenden Raumes, *jedoch ausgehend aus der Analogie mit den Hochgebirgsgebieten Italiens* angenommen, daß die eine Kammhöhe von 3000 m übersteigenden Gebirgsketten des Armenischen Taurus im Winterhalbjahr die W- und SW-Strömungen der vom Mittelmeer herankommenden Winterzyklone nach ihrem Durchzug über die niedrigeren Küstengebirge von Syrien von neuem zu einem kraftvollen Anstieg zwingen, und die so ausgelösten winterlichen ergiebigen Niederschläge

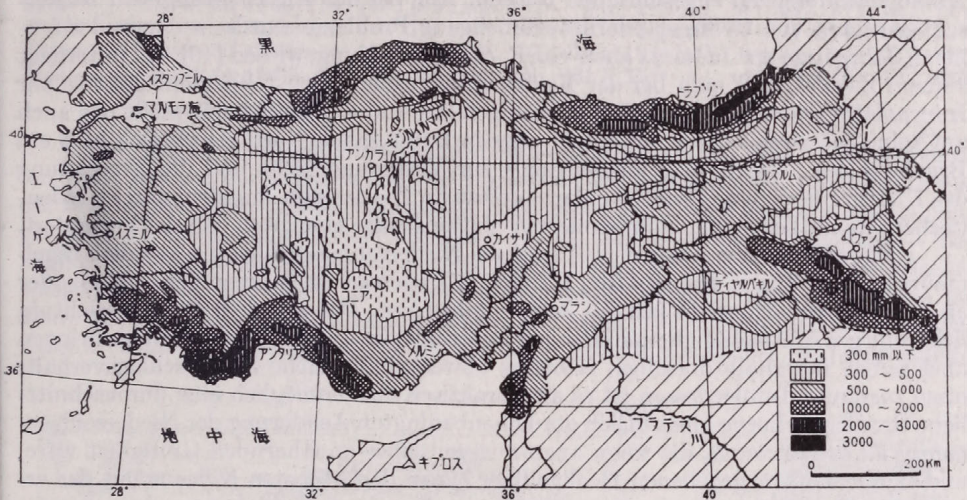


図139 トルコの年降水量

Abb. 2. Mittlerer Jahresniederschlag in der Türkei nach [12]

— nach seiner Ansicht — in den oberen Regionen noch mehr als 2000 mm ergibt. Ihre die zwischen 2000 und 3000 mm liegenden Werte darstellenden Isohyeten umfassen also ein auffallend großes Gebiet, obwohl auf dem Gebiete des Armenischen Taurus bloß die Angaben zweier Stationen: Ergani (3 Jahre, 681 mm) und Bitlis (4 Jahre, 1169 mm) zur Verfügung stand. Zur der Reproduktion dieser in neun Farben gedruckten Karte besteht hier keine Möglichkeit, ihre einigermaßen modifizierte einfarbige (schraffierte) Variante finden wir aber in der von japanischen Verfassern in 1964 zusammengestellten und etwa 600 Seiten starken klimatologischen Monographie Asiens [12]. Der Unterschied der zwei Karten ähnlicher Linienführung ist bloß die, daß die Autoren der obigen Monographie, offensichtlich aus technischen Gründen, die Isohyeten von 200, 400 und 750 mm weglassen und nur den von den politischen Grenzen der Türkei eingeschlossenen Teil auf ihre Karte nahmen. Unsere Abb. 2 ist ein Facsimileabdruck dieser Karte, in welcher unsere obige Feststellung ersichtlich ist. Der Niederschlag von Kleinasien wird auch von anderen deutschen Atlassen [13] der Karte von Lembke entsprechend dargestellt: an allen wird im Armenischen Taurus ein Niederschlag von 2–3000 mm angegeben.

Unter diesen Karten müssen die in 1956 im Maßstabe von 1:10 Millionen herausgegebenen sogenannten Knoch'schen Europa-Niederschlagskarten separat erwähnt werden [14]. An der Jahreskarte von Knoch wird die in dem Armenischen Taurus mit einem Niederschlag von mehr als 1500 mm angenommene Zone auf ein sehr geringes Gebiet beschränkt, in Kleinasien wird aber, ebenso, wie auch in der Niederschlags-

darstellung der anderen europäischen Gebirgssystemen stark "generalisiert", d.h. in der Linienführung wird der orographische Niederschlagsüberschuss bzw. -mangel an den Luv- und Leeseiten der Gebirgssysteme großzügig übergangen, wobei eine ausführliche Darstellung derselben von Maßstabe doch wohl ermöglicht wäre.

Wenn nun die Widersprüche der obererwähnten Karten einer Analyse untergezogen werden, sind wir des Erachtens, der Wahrheit nahe zu kommen, wenn die Widersprüche nicht so sehr der Mangelhaftigkeit oder einem reichlicheren Angabenmaterial als eher den in der Konstruktion der Isohyeten über Berglandschaften angewandten Methodendifferenzen zugeschrieben werden. Auf bei der Ausarbeitung von Niederschlagskarten von Gebirgsländern auftauchende Probleme wurde in einem der früheren Jahrgänge der *Időjárás* auch von F. *Steinhauser* hingewiesen [15]: Es unterliegt keinem Zweifel, daß man bei der Konstruktion einer jeden Niederschlagskarte zur Interpolation oder Extrapolation gezwungen ist, und am Flachlande stößt das auch auf keine Schwierigkeiten, umso mehr aber in Berggegenden, wo gewöhnlich bloß ein Bruchteil des nötigen Angabenmaterials zur Verfügung steht und die Errechnung des Höhegradienten des Niederschlages selbst im Besitze von Angaben von an indentschem Hange liegenden, nicht isolierten Stationspaare eine große Umsicht erfordert.

Nach allgemeiner Ansicht [16] sind die Niederschlagsgradienten ziemlich regelmäßig an dem Winde ausgesetzten Hängen, wogegen sie im Inneren der Gebirge oder an der Windschattenseite fast bis Zero herabsinken. Die von dem Formenreichtum des Gebirges in Abhängigkeit stehenden Deformationen des Strömungsfeldes bringen aber selbst innerhalb desselben Gebirges abwechslungsreiche Niederschlagsverhältnisse zustande. Infolgedessen ist es also praktisch fast unmöglich eine durchschnittliche Gradientenkurve hinsichtlich der höhenbedingten Aenderung der Niederschlagsmenge zu konstruieren, die wenn auch nur von einer annähernden Gültigkeit wäre, und andererseits im gegebenen Hochgebirge bis zu den höchsten Niveaus mit der erforderlichen Genauigkeit anwendbar wäre.

Diese Frage wurde in Bezug auf zwei Hochgebirge der europäischen Region (die Alpengebirge und der Kaukasus) bereits in zahlreichen Aufsätzen einer eingehenden Analyse unterzogen und einerseits bewiesen, daß die Niederschlagsmenge in diesen Gebirgen mit der Höhe, wenn auch ungleichmäßig, sowohl an der Luv- wie auf der Leeseite zunimmt (positive Niederschlagsgradienten), unterhalb der Kammhöhen sich also keine sogenannte *Maximalzone des Niederschlages* befindet [17], andererseits aber in den Gradientenwerten in der kalten und in der warmen Jahreszeit ein bedeutender Unterschied zu beobachten ist (die Tendenz der Gradientenwerte ist aber allenfalls positiv). Diese Feststellungen sind zweifelsohne für beide Gebirgssysteme stichhaltig, da sie ja auch von Messungen unterstützt werden. Es muß bloß hinzugefügt werden, daß dort infolge der Feuchteadvektion des Zirkulationssystems, der fast ständigen zyklonalen Tätigkeit eine Feuchteadvektion entsteht, die zwar von einer wechselnder Intensität, aber doch mehr oder weniger kontinuierlich ist, und derart in allen Jahreszeiten eine verhältnismäßig reichliche Niederschlagsmenge ergibt.

Ganz anders ist aber die Lage im südöstlichen Viertel der Türkei. Hier ist infolge der bekannten barischen Lage während der Sommermonate fast gar keine Zyklontätigkeit zu verzeichnen: die Niederschlagsmenge ist verschwindend gering. Im Winter sind aber hier die Vd-Bahne der aus dem Mittelmeerraum heranziehenden Zyklone vorzufinden, die vom November bis April den nördlichen Rand des mesopotamischen Flachlandes, sowie die SW—W Luv-Hänge des Armenischen Taurus und des Karadag mit 1000 mm übersteigendem orographischen Stauniederschlag versehen. Auf die andere Seite des Gebirges, in den zwischen den vulkanischen konischen Bergen des Armenischen Hochlandes eingeschlossenen Becken und rauen Gebirgsebenen fällt eine weit geringere Niederschlagsmenge. Darüber geben uns die in der unter [2] publizierten und in unserer Tabelle enthaltenen, von den Armenischen Taurus bei der

geographischen Breite 38°N und der Länge 42°E durchschneidenden Streifen der Richtung SW—NE liegenden meteorologischen Stationen angegebenen Normalwerte heute bereits ausführlich Bescheid.

Station	H	φ	λ	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Batman	543	37 52	41 10	59	70	74	101	50	9	1	1	3	41	51	45	503
Siirt	895	37 56	41 56	114	108	109	108	67	9	1	1	4	48	87	94	749
Mutki	1550	38 24	41 55	169	140	187	171	101	33	3	2	10	79	136	133	1165
Tatvan	1664	38 30	42 16	84	85	108	105	57	30	10	.	9	40	72	77	677
Ahlat	1750	38 44	42 28	63	70	83	90	65	31	14	4	14	44	70	53	600

Unsere mit Verwendung der mit den auf die Normalperiode von 1931—1960 reduzierten nahe 100 und der weiteren fast 500 Stationen rund 600 Stationen größtenteils aus der Periode von 1955—1965 stammenden Beobachtungen über Kleinasien zusammengestellte Karte des Jahresniederschlages (*Abb. 3*) gibt — unseres Erachtens — bezüglich der Niederschlagsverteilung dieses Raumes ein die Realität am besten wiederpiegelndes Bild. Dies kann mit Recht angenommen werden, denn die in dem im Jahre 1961 herausgegebenen Nationalatlas der Türkei [19] enthaltene Niederschlagskarte breiterer Skaleneinteilung, — die das in der Periode von 1955—1965 gesammelte

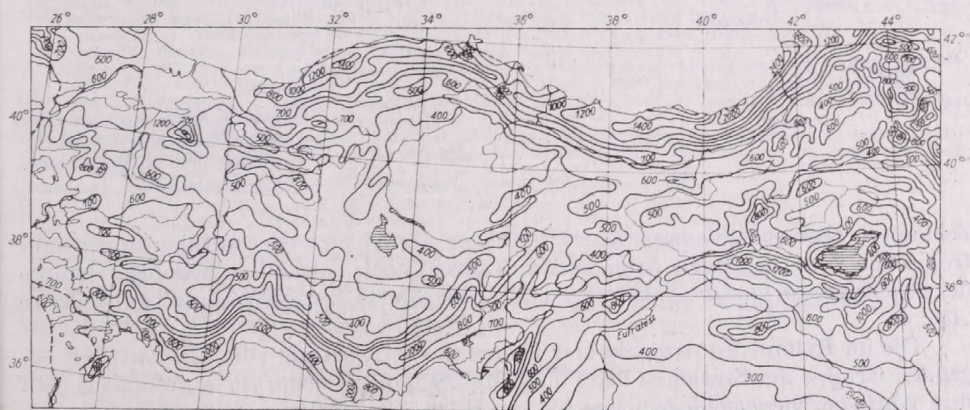


Abb. 3. Mittlerer Jahresniederschlag von Kleinasien in der Periode 1931—1960

Material nur teilweise verwerten konnte — sich mit unserer Karte ausführlicherer Analyse in vollem Einklange befindet. Aus diesem Grunde behaupten wir, daß der Jahresniederschlag nur an den S-SW Hängen des Armenischen Taurus die 1000 mm und bloß ausnahmweise die 1200 mm übersteigt.

Wenn wir nun dem Grunde der Widersprüche in den Niederschlagskarten älteren oder neueren, ja sogar neuesten Ursprunges nachforschen, so kann uns ein Hinweis auf einen bloßen *Mangel* von Stationen kaum befriedigend erscheinen. Letzten Endes hat weder die Küstengegend von Kleinasien beim Schwarzen Meere, noch die bei dem Mittelmeere liegenden höheren Regionen der Gebirge Taurus und Antitaurus selbst in unseren Tagen keinen Überfluß an Stationen zu verzeichnen. Die am höchsten liegende Station des Armenischen Taurus, Baskale, repräsentiert auch nur die Schicht

von 2400 m. Über ihr liegt aber noch bedeutend höher, die sich bis 3600—4400 m sich erhebende kahle Region, die Reihe von vulkanischen Spitzen dieser monumentalen Gebirge.

Auf die Frage, warum hier — wie wir es bereits gesehen haben — von mehreren Karten Niederschlagsmengen von mehr als 2000 mm angenommen werden, glauben wir die Antwort in der bereits angeführten Arbeit von *Lembke* [11] zu finden. Lembke betont, daß er bei der Zeichnung der Isohyeten, bei der Errechnung der vertikalen Gradienten des Niederschlages die *Analogie der italienischen Alpen* befolgte, d. h. bei der Extrapolation in der Funktion der Höhe mit positiven Gradienten arbeitete. Wir

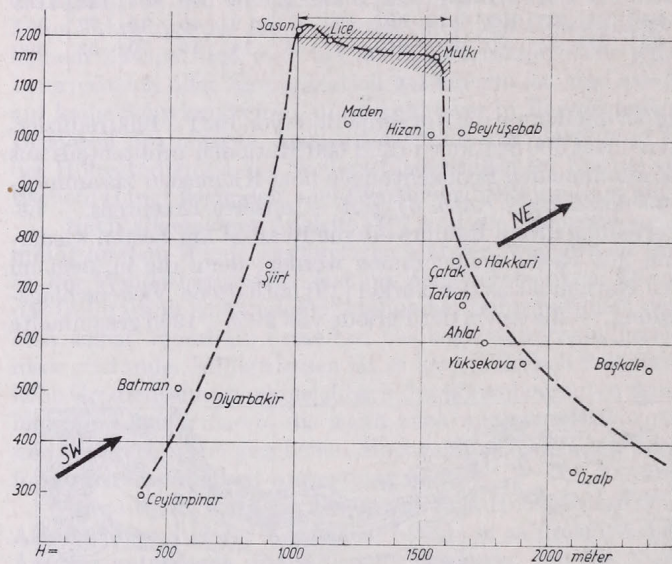


Abb. 4. Zusammenhang der Meereshöhe und der Jahresmenge des Niederschlages im Armenischen Taurus

behaupten aber entschieden, daß die Analogie der Alpen weder auf den in der subtropischen Zone liegenden Armenischen Taurus, noch auf andere beliebige Gebirge der gemäßigten Klimazone übertragen darf. Als Beweis dieser Behauptung gilt unsere *Abb. 4*.

Die im Raume des Armenischen Taurus in der Richtung vom SW nach NE liegenden Gruppe der Stationen nach ihrer Meereshöhe ordnend, ist es auffallend, daß ihre jährliche Niederschlagsmenge bis zur Höhe von 1000 m sprungartig zunimmt, von dieser Höhe beginnend bis 1600 m im Großen und Ganzen ungeändert bleibt, und dann mit der weiteren Abnahme der Meereshöhe immer mehr abnimmt. Was besagt das? Nichts anderes, als die Tatsache, daß im Strömungssystem der Zyklonen der Wintermonate die sich vor den S—SW Hängen aufstauenden Luftmassen in der Höhe von 1000—1600 m den Großteil ihres Wassergehaltes ausfallen lassen, das heißt also, daß an den südlichen Hängen des Armenischen Taurus — im Gegensatz zu den Alpen und dem Kaukasus — die Maximalzone des Niederschlages sich bedeutend unter der Kammhöhe, in dieser Schicht befindet, da im Laufe eines weiteren Anstieges und Niederschlagsausfalls der spezifische Feuchtegehalt der Luft derart abnimmt, daß die Niederschlagsgradienten ins Negative umkippt. Die wird — unserer Ansicht — auch dadurch bekräftigt, daß bei den in unserer Tabelle enthaltenen Stationen das Maximum des Jahresganges des Niederschlages mit der Zunahme der Höhe sich allmählich vom Januar auf März und dann auf April verlegt. Mit dem Anstieg der Temperatur nimmt die Wasserdampfkapazität der Luft, mithin auch ihre spezifische

Feuchte zu. Infolgedessen fällt das Jahresmaximum des Niederschlages über 1600—1700 m auf das Frühjahr (das Zweitmaximum auf den Herbst), auf jene Zeit also, wo die sich auf der Vd-Bahn bewegenden winterlichen Mittelmeerzyklone bereits den Höhepunkt ihrer Häufigkeit überschritten haben [20], die Feuchtigkeitsadvektion und mithin der Niederschlag im ganzen Raume sprungartig abnimmt. Es ist also durchaus begreiflich, daß der Jahresniederschlag der Bergkammregion mengenmäßig unter jener der um 1000 m liegenden, auch in den Wintermonaten positive Mitteltemperaturen aufweisenden Höhen bleibt (s. Abb. 4).

Wir sind der Ansicht, daß das von uns erbrachte Beweismaterial genügt um feststellen zu können, daß an den S—SW Hängen des Armenischen Taurus die Menge von 1000 mm *allenfalls übersteigende, jene von 1500 mm jedoch nicht erreichende* Niederschlagsfelder gezeichnet werden können, und daß hier die Maximalzone des Jahresniederschlages weit unter der Kammhöhe liegt. Unsere Resultate bekräftigen also einerseits die Forderung, wonach die 2—3—5-jährige Mittelwerte bei der Zeichnung von Niederschlagskarten, besonders in der subtropischen Klimazone, keinesfalls als Charakteristikum angesehen werden darf, andererseits aber auch auf die Tatsache ein Licht wirft, welche Quelle von irrtümlichen Feststellungen die Anwendung von extrazonalen Analogien in Fällen der Analyse der Niederschlagsverteilung werden kann.

SCHRIFTTUM

- [1] Dr. Réthly, A.: A török meteorológiai szolgálat megszervezéséről. *Időjárás*, 30. (1926). 39—43.
 [2] Devlet Meteoroloji İstleri Genel Müdürlüğü: Ortalama ve Ekstrem Kıymetler Meteoroloji Bülteni. Ankara, 1967. 1—268.
 [3] Reichel, E.: Die Niederschlagsverhältnisse der Türkei. *Ann. d. Hydr. usw.*, LX. (1932). 353—362.
 [4] Cholnoky, J.: A Föld és népei, II.: Ázsia. Franklin Társulat, Budapest (1936). 198.
 [5] Kendrew, W. G.: The Climates of the Continents. Calderon Press, Oxford (1922, 1953). 151—153.
 [6] Kartográfiai Vállalat: Politikai és gazdasági világtasz. Budapest (1961). 17.
 [7] Meinardus, W.: Eine neue Niederschlagskarte der Erde. Petermann's Geogr. Mitteil. 80., Gotha (1934). 1—4.
 [8] Bulla—Kádár—Kéz—Száva—Kovács: Általános természeti földrajz I. Tankönyvkiadó, Budapest (1952). 296.
 [9] Sohrina—Tschelpanova—Scharova: Davlenije Vozduha, Temperatura Vozduha i atmosfjernüe Osadki Severnogo Poluscharija. Hidrometeorizdat, Leningrad (1959).
 [10] Akadémia Nauk SSSR: Phisiko-geographitscheskij Atlas Mira. Moskva (1964). 43: Kolitschestvo Osadkov, God.
 [11] Lembke, H.: Eine neue Karte des Jahresniederschlages im westlichen Vorderasien. Petermann's Geogr. Mitteil. 86., Gotha (1940). 218—225.
 [12] Hatakeyama (Red.): The Climate of Asia. Maruzen Co. Ltd. Tokyo (1964). 138.
 [13] Haefke, F.: Atlas zur Erd- und Länderkunde. Geogr.-Kartogr. Anstalt, Gotha (1954) 12/a.
 [14] Knoch, K.: Klimakarten von Europa. Welt-Seuchen-Atlas Bd. I. Falk Verlag, Hamburg (1956).
 [15] Steinhauser, F.: Éghajlati térképek kidolgozásának problémái hegyvidéki országban. *Időjárás*, 66. (1962). 65—74.
 [16] Guide to Climatological Practices. WMO-No. 100. TP. 44. Geneva (1960). VII. 34—35.
 [17] Köppen, W.—Geiger, R.: Handbuch der Klimatologie Bd. I. Teil B. Berlin (1936). 503.
 [18] Alissov—Drosdov—Rubinstein: Lehrbuch der Klimatologie. Berlin (1956). 205—207.
 [19] Tanoglu, A.—Erniç, S.—Tümsertekin, E.: Mean Annual Precipitation, Türkiye Atlası. Istanbul (1961). 25.
 [20] Weickmann, L.: Luftdruck und Winde im östlichen Mittelmeergebiet. München (1922). 100.

A troposzféra és az alsó sztratoszféra interdiurnus hőmérsékletváltozásai és szezonális hőcseréje Budapest fölött

BÉLL BÉLA, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

Interdiurnal Temperature Variations and Seasonal Heat Exchange in the Troposphere and the Lower Stratosphere at Budapest. After a review of the foreign and Hungarian publications concerning interdiurnal temperature variations, which are extending to a period of nearly a century, an investigation based on the aerological observations executed at Budapest is carried out on the interdiurnal temperature variations occurring in the troposphere and in the lower stratosphere taking into account the layer between the earth's surface and the 50 mb level. The results are compared to the advective heat exchange obtained from the variation of the wind vector with altitude. It is found that, within the troposphere, maximum coolings are found in the winter, and the minimum of temperature increases and decreases are found in summer, the later ones occurring at the 500 mb level, while in the winter, the maximum temperature increases are occurring at the 850 mb level. The absolute maximum of the thermal variability of the troposphere and the lower stratosphere is occurring near the 200 mb level. Average values of thermal advection are surpassing the average values of actual temperature variations, due to a compensating effect of adiabatic and non-adiabatic components. The maximum of seasonal and annual heat exchange is occurring during the winter, at the 850 mb level. At the same altitude, according to investigations in which the direction of air-flow is taken also into account, the processes of heat exchange are essentially of an advective character.

✱

Междусуточная изменчивость температуры и сезонный теплообмен тропосферы и нижней стратосферы над Будапештом. После обзора почти 100-летней международной и венгерской литературы о междусуточной изменчивости температуры, по данным аэрологических измерений, проведенных в Будапеште в период с 1961 по 1965 г. автор анализирует междусуточную изменчивость температуры в тропосфере и нижней стратосфере между почвой и поверхностью 50 мб, а также вычисленный из этих данных сезонный и годовой теплообмен. Результаты сопоставляются с адвективным потоком тепла, получаемым по данным об изменениях вектора ветра с высотой. Оказывается, что в тропосфере приходится максимум похолоданий зимой, минимум потеплений и похолоданий летом находится на поверхности 500 мб, в то время, как максимум потеплений зимой приходится на поверхность 850 мб. Абсолютный максимум изменчивости температуры в тропосфере и нижней стратосфере находится около поверхности 200 мб. Средние величины температурной адвекции, под компенсирующим воздействием адиабатической и диабатической составляющих, превышают средние величины фактической изменчивости температуры. Максимум сезонного и годового теплообмена зимой приходится на поверхность 850 мб. Исследования, проведенные с учетом направления потока показывают, что здесь процессы, обуславливающие тепловой поток, имеют — по сути дела — адвективный характер.

✱

Közel 100 évvel ezelőtt, 1875-ben mutatta be *J. Hann* az Osztrák Tudományos Akadémia ülésén azóta klasszikussá vált dolgozatát a hőmérséklet változékonyságáról [1]. Ennek a fontos éghajlati jellemzőnek számszerű kifejezésére bevezette a „napközi (interdiurnus) változékonyság” fogalmát, amelynek statisztikai elemeit a napi középhőmérsékletnek egyik napról a másikra bekövetkezett változásai adják. A hőmérséklet változékonysága ezek havi, évszakos, évi stb. közép- és gyakorisági értékeivel és más statisztikai paraméterekkel jellemezhető.

Hann 90, különböző éghajlati zónában fekvő állomásra számította ki a napközi változékonyság abszolút értékeinek havi és évi átlagait s a következőket állapította meg:

A hőmérséklet változékonysága a trópusi övtől kiindulva (évi közép. kb. 1°/nap) a földrajzi szélességgel általában nő. Maximumát az északi félgömbön a nagy kontinensek belsejében, a

Hudson-öböl térségében ($4,0^\circ/\text{nap}$), illetve Nyugat-Szibériában ($3,5^\circ/\text{nap}$), azaz a 60° N szélességi kör tájékán éri el. A pólus felé a változékonyság csökken (a sarki övezetben kb. $1^\circ/\text{nap}$).

Kontinentális jellegére utal, hogy értéke a szárazföldek nyugati partjain kisebb, mint a keleti partokon (Lisszabon $1,5^\circ/\text{nap}$, Peking $2,0^\circ/\text{nap}$), s a tengertől való távolsággal nő.

Ugyancsak növekszik a változékonyság a tszf.-i magassággal (az Alpok térségében 100 m-enként kb. $0,02^\circ/\text{nap}$ -pal).

Hann kezdeményezése gyümölcsözőnek bizonyult. Adatait a következő évtizedekben számos helyi kiegészítéssel bővítették. Így maga *Hann* Ausztriáról, *Wahlen* Oroszországról, *Kremser* Németországról, *Scott* Angliáról, *Knipping* Japánról közli a változékonyság jellemzőit.

Mindezeket megelőzve a magyar *Hegyfoky Kabos* már 1883-ban [2], majd 1885-ben [3] és 1890-ben [4] közli a hőmérséklet (később a légnyomás, a felhőzet, a csapadék és a szél) változékonyságának számos jellemzőjét: így a lehülések és felmelegedések közép- és gyakorisági értékeit, a változások átlagos időtartamát stb. *Hegyfoky* munkáját nagyobb anyag birtokában *Róna Zsigmond* és *Fraunhoffer Lajos* folytatja [5]. A hazai eredményekből Magyarországra — a későbbiek során megerősített — következtetéseket *Róna* 1909-ben kiadott klasszikus munkájában foglalta össze [6].

E szerint a változékonyság évi középértéke Magyarországon kb. $1,8^\circ/\text{nap}$. Határozott évi menetekben a maximum télen ($2,1-2,8^\circ$), a minimum ősszel ($1,2-1,7^\circ$) van. Az egyes hónapok összehasonlítása azt mutatta, hogy mind télen, mind nyáron — érthető módon — a leghidegebb hónapok egyúttal a legváltozóknabbak is.

Róna a 24 óra alatt bekövetkezett legnagyobb hőmérsékletváltozást a budapesti észlelésekben 18° -nak találta, érdekes módon júliusban, egy intenzív lehülés alkalmával, de Magyarország területén lehetségesnek tartja a $24^\circ/\text{nap}$ változást is. A lehülések évi átlaga ($2,10^\circ/\text{nap}$) nagyobb a felmelegedéseknél ($1,83^\circ/\text{nap}$), amiből egyszersmind következik, hogy egy átlagos évben a lehülések a felmelegedéseknél ritkábbak. A régi feldolgozások a lehülések átlagos időtartamát $2,81$ napnak, a felmelegedéseket $3,16$ napnak, a teljes hőmérsékleti hullámét kerekén 6 napnak találták, a lehülés tehát a felmelegedésnél ritkább, de gyorsabb és erősebb. *Hann* szerint [7] Nyugat-Ausztriában a lehülés közepes időtartama $2,2$ nap, a felmelegedés $2,5$ nap, a teljes változás $4,7$ nap, rövidebb, mint Budapesten. Ausztriában havonta $6-7$ hőmérsékleti hullám fordul elő. *Berthold* Szászországra a teljes hőmérsékleti hullám évi átlagos időtartamát 5 napnak találta és megállapította, hogy tavasszal és ősszel az átlagos időtartam hosszabb, télen és nyáron rövidebb, a különbség kb. $0,5$ nap.

Hegyfoky feldolgozásai azt mutatják, hogy Budapesten a lehülések gyakorisága csak a 3 ószi hónapban múlja felül $2-8\%$ -kal a felmelegedések számát, a többi hónapban (maximálisan nyáron) a lehülések gyakorisága a túlnyomó (a többlet a nyári hónapokban átlagosan 40%). *Róna* ennek alapján megállapítja, hogy „a lehülés gyakorisága voltaképpen csak októbertől kezdve jut kifejezésre, jöllehet a hőmérséklet évi menete szerint azt várni, hogy a lehülések már július után gyakoribbak a felmelegedéseknél.”

Az évi menetből eredő napi hőmérsékletváltozások alárendelt szerepére az interdiurnus változékonysággal szemben már *Hann* (1875) rámutatott azzal, hogy Bécsben az évi periodikus hőmérsékleti ingásból az 1 napra számított átlagos hőmérsékletváltozás nem éri el az aperiodikus napközi változékonyságnak $1/10$ -ét sem, sőt még a szélsőségesen kontinentális éghajlatú Irkutzkban is az utóbbinak csak $1/5-1/9$ -ét teszi ki.

Erre a fontos körülményre a magyar irodalomban az első világháború után megjelent dolgozatok újból rámutattak. *Fábiánics* [8] négy magyarországi állomás 40 évi adatsorát dolgozta fel s a *Róna* munkásságával záródó régebbi kutatások eredményeinek megerősítésén kívül megállapítja, hogy az interdiurnus változékonyság nagyságrendileg nagyobb az évi menetből leszármaztatható napi változásnál, így „az egymás utáni napok hőmérsékletének kialakításában csaknem kizárólagos szerepet játszik”.

Berkes az 50-es években újból feleleveníti ezt az érdekes kérdést s az évi járásból eredő napi hőmérsékletváltozás és az interdiurnus változékonyság arányából ($0,2:2,0$) arra következtet, hogy az előbbi a sugárzási viszonyokat, az utóbbi pedig — jöllehet

a nála nagyságrendben kisebb sugárzási tényezőt is tartalmazza — túlnyomó mértékben az advektív változásokat tükrözi [9].

Ugyanitt közli *Berkes* Budapest hőmérsékleti változékonyságának évszázados (1855—1955) törzserőtekeit. A világviszonylatban is hosszú éghajlati sor az évi menet jellemzőivel (évi közép $1,813^\circ/\text{nap}$, a havi közepek maximuma januárban $2,004^\circ/\text{nap}$, minimuma szeptemberben $1,573^\circ/\text{nap}$) megerősíti *Hegyfok*y régebbi megállapításait. A hosszú sorozat felhasználásával *Berkes* kimutatta, hogy a naptevékenység és a hőmérséklet változékonyságának szekuláris menete között reális kapcsolat van és az utóbbi 7 évtizedben a napfoltszámok növekedését a változékonyság csökkenése követte. *Berkes* feltételezése szerint a nagyobb naptevékenység élénkíti a zónális áramlást, ennek következtében — különösen télen — nem alakulhatnak ki nálunk erős hőmérsékleti szélsőségek és mérséklődik a hőmérséklet napközi ingadozása is.

Mindenesetre a cirkuláció intenzitása és a változékonyság közötti kapcsolat az év folyamán nem egyértelmű. Magyarországon a változékonyság januári főmaximuma nyilván a tenger és a szárazföld közötti nagy hőmérsékletkülönbséggel függ össze s ez gyengébb zónális cirkuláció esetén erősödik, de a kevésbé változékonny télutót követő tavaszi másodmaximum nyilván az élénkebb cirkuláció következménye. Erre mutat *Bacsó* megállapítása is az 50-es évek végén [10]. E szerint az ország szélső (nyugati és keleti) területein az élénkebb légerszelet miatt nagyobb a hőmérsékletváltozékonysága, mint a csendesebb középső országrészen (évi közép az 1901—40 adatsorból: Sopronban $1,98^\circ/\text{nap}$, Budapesten $1,75^\circ/\text{nap}$, Debrecenben $1,87^\circ/\text{nap}$).

A 60-as években a magyar szakirodalomban újból felszínre került a hőmérsékletváltozékonyságának kérdése. Az eddigiektől eltérően *Koflanovits Erika* 3, majd 12 állomás 10 évi (1951—1960) adatsorán szinoptikus klimatológiai módszerekkel vizsgálta a hőmérsékletváltozékonyságát [11,12] és a kutatásokat kiterjesztette a Budapest fölötti troposzférikus szintekre is [13,14]. A cirkuláció szerepét világítja meg az a megállapítása, amely szerint valamennyi napközi hőmérsékletváltozás számításba véve nyáron a felmelegedések, télen a lehűlések gyakoribbak, de az intenzív ($3^\circ/\text{nap}$ -nál nagyobb) felmelegedések gyakorisága a téli félévben, az ugyanakkora lehűléseké a nyári félévben nagyobb. Minthogy az erős ($5^\circ/\text{nap}$ -nál erősebb) változások gyakoriságában ez az évszakos különbség még észrevehetőbb, nyilvánvaló, hogy a jelentősebb hőmérsékletváltozások túlnyomóan advektív eredetűek. Ebben az éghajlati jellegzetességben felismerhetjük az élénk szelek iránygyakoriságában túlnyomó nyugati áramlás, végeredményben a tengeri hatás érvényesülését, amely a vizsgált 10 éves időszakban Magyarország időjárásában kétségtávolan uralkodó jellegű volt.

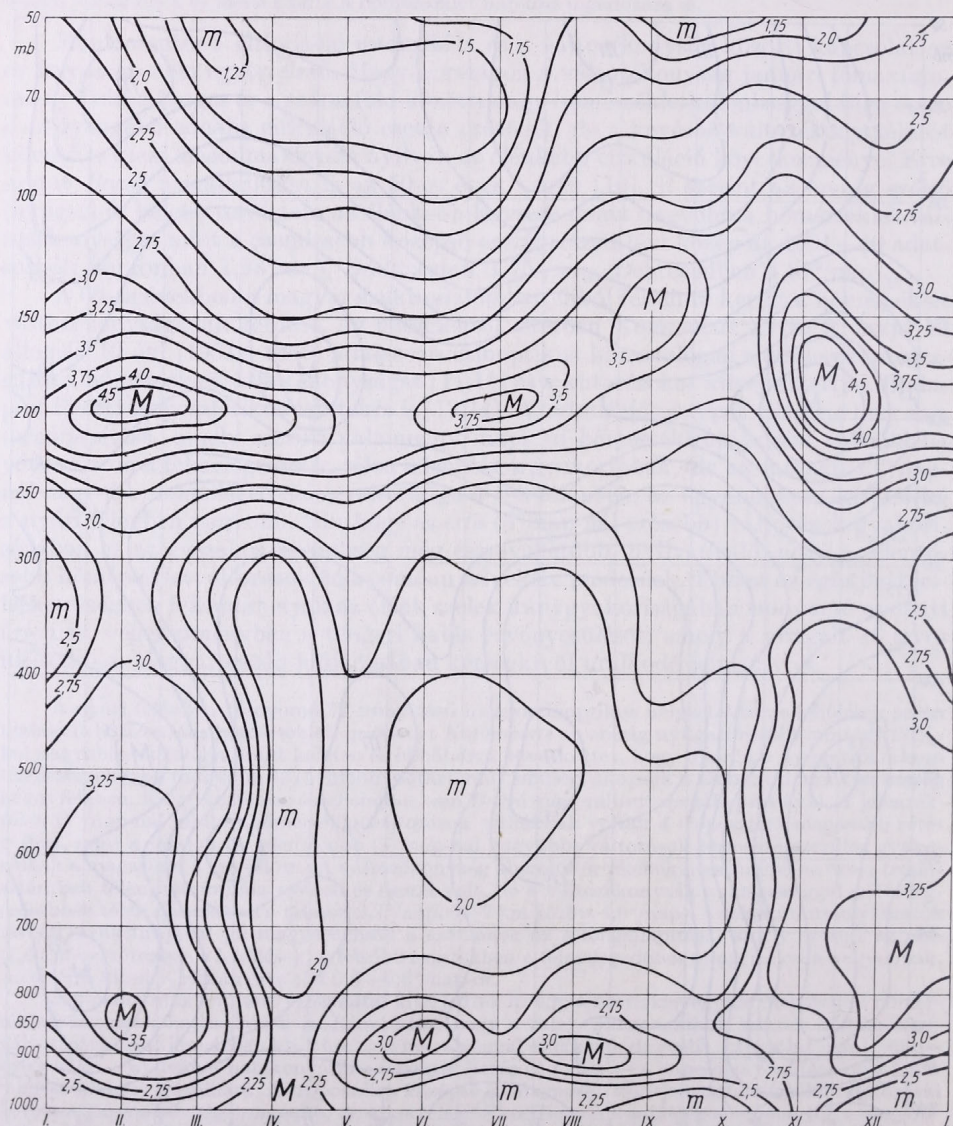
A nyári félévben túlnyomó W-irányítású makroszinoptikus helyzetekben a lehűlések során kialakult horizontális hőmérsékleti gradienst *Koflanovits* az ország nyugati részén mintegy 25%-kal nagyobbak találja, mint keleten és ebből arra következtet, hogy nyáron a nyugatról érkező lehűlések élesebb (nagyobb és rövidebb időtartamú) lehűlést okoznak a Dunántúl, mint az ország keleti felében. Következtetése összhangban van *Bacsó* már említett megállapításával. A jelentéktelen ($1^\circ/\text{nap}$ -nál kisebb) hőmérsékletváltozások ritkábbak voltak a troposzférea magasabb rétegeiben, mint a talajon. A jelentősebb ($5^\circ/\text{nap}$ -nál nagyobb) változások természetesen sokkal gyakoribbak a magasban 5 km fölött. A változékonyság abszolút értékének maximuma az egész troposzférea télen, minimuma nyáron és összességében a változékonyság a magassággal nőtt: leg-erősebben télen (januárban a talajon $2,7^\circ/\text{nap}$, 5—7 km között $4,0^\circ/\text{nap}$). A szinoptikus folyamatok térbeli struktúrájával jól magyarázható a szerzőnek az a megállapítása, amely szerint az alsó (1,5 km-es) rétegben a lehűlések, a felsőbb szintekben a felmelegedések átlagértékei a nagyobbak. Az eltérés kicsiny, ritkán érte el a $0,5$ — $0,6^\circ/\text{nap}$ -ot.

*Koflanovits*nak említett vizsgálatai kiterjedtek az egyes szinteken egyidejűleg észlelt hőmérsékletváltozások kapcsolatára is. Kimutatta, hogy a talaj és a magasabb szintek hőmérsékletváltozásai között januárban kb. 2 km-ig a magassággal csökkenő, de reális kapcsolat van, júliusban pedig — nyilván a hatékonyabb konvektív hatások miatt — a kapcsolat realitása még 7 km magasságban is igazolható. A troposzférea középső és magasabb szintjeinek hőmérsékletváltozásai között a kapcsolat még szorosabb, de a korrelációs koefficiensnek sajátságos módon télen nagyobbak, mint nyáron. Az eredmények rávilágítanak a troposzférea turbulens átkeveredésének évszakos különbözőségére, a Kárpát-medencében télen kialakuló hideg légpárnának s az alsó troposzférikus inverzióknak keveredést gátló hatására.

összel a S komponens erőteljesebb megjelenése és az előző tíz évvel megegyező W komponensek jellemzik. Az időszak hőmérsékleti viszonyaira legjellemzőbb az őszi jelentős pozitív hőmérsékleti eltérése az előző 10 évhez képest. Ez a körülmény és az őszi SW eredő szelek a mediterrán hatás érvényesülését mutatják az időszak őszi hónapjaiban. Általában öt éves időszakunk a tengeri hatás érvényesülése mellett melegebb volt a megelőző 10 évnél.

Az interdiurnus hőmérsékletváltozásokat 0^h–24^h GMT időpontok között az Aerológiai Főobszervatórium 143 m tengerszint feletti magasságban fekvő talajszintjére s a standard izobárszintekre számítottuk ki.

Az interdiurnus felmelegedéseknek és lehüléseknek az év folyamán és a különböző



2. ábra. Az interdiurnus lehülések évi és magasság szerinti változása Budapest fölött (1961–1965). M = Maximum, m = minimum

szinteken mutatkozó jellegzetességeit jól szemlélteti az *I.* és *2. ábra*. Mind a felmelegedések, mind a lehülések egyenértékű görbéi 150–250 mb között határozottan elkülönítik a troposzférikus és a sztratoszférikus rétegeket. A troposzférában a felmelegedések és lehülések maximuma (*M*) télen, minimuma (*m*) nyáron van. A két szélsőérték között, március–áprilisban, illetőleg október–novemberben a görbék sűrű futása a tavaszi és az őszi gyors átmenetet mutatja a változékonyabb tél és az állandóbb jellegű nyár között. A felmelegedések troposzférikus téli maximuma ($3,6^\circ/\text{nap}$) és nyári minimuma ($1,5^\circ/\text{nap}$) a vizsgált évek átlagában az 500 mb-os szinten van.

A lehülések troposzférikus téli maximuma a felmelegedésekenél alacsonyabban, a 850 mb-os szinten ugyancsak februárra esik, értéke az előbbivel közel azonos ($3,5^\circ/\text{nap}$). A nyári minimum ($1,8^\circ/\text{nap}$) egybeesik a legkisebb felmelegedések szintjével (500 mb).

A talajközeli sűrűlódási, illetőleg sugárzási réteg felső határán: 900–850 mb magasságban, ahol télen a lehülések maximumát figyelhetjük meg, nyáron a felmelegedéseknek, de jóval kifejezettebben a lehüléseknek is másod-maximuma van.

Végeredményben mind a napközi felmelegedést, mind a lehülést tekintve a troposzférában legkevésbé változékony évszak a nyár, és ebben az évszakban legállandóbb hőmérsékletű a talajközeli légréteg, valamint az 500 mb-os szint.

Ugyancsak nyáron a 850 mb-os szintet az erős lehülések révén nagy hőmérsékleti változékonyság jellemzi. Télen a felmelegedést tekintve az 500 mb-os, a lehülés szempontjából a 850 mb-os szint a legváltozékonyabb. A troposzféra ezen sajátágaiiban elsősorban frontális hatásokat, a télen élénkebb cirkuláció és az élesebb hőmérsékleti kontraszt hatását ismerhetjük fel.

A felső troposzférában, kb. 300 mb-ig, az 500 mb-os szinten talált téli maximum és nyári minimum felett, az interdiurnus felmelegedések és lehülések átlagai csak kis mértékben változnak a magassággal, s a troposzféra felső rétegében, kb. a 300 mb-os szinten az év folyamán alig változó, relatíve alacsony értéket ($\pm 2,0 - 2,5^\circ/\text{nap}$) érnek el.

A tropopauza-ingadozások átmeneti rétegét (150–250 mb között) dinamikus tényezőkre visszavezethető vertikális mozgás és ezzel jelentős adiabaticus hőmérsékletváltozások jellemzik. Ennek megfelelően a 200 mb-os szint fölött a felmelegedések és lehülések egyenértékű vonalai összesűrűsödnek és az átmeneti rétegben a hőmérsékletváltozások abszolút maximumai ($\pm 4,5^\circ/\text{nap}$) alakulnak ki. A sztratoszférában a felmelegedések és lehülések értéke a magassággal csökken, télen kisebb, nyáron nagyobb mértékben s 50 mb-on az interdiurnus hőmérsékletváltozásoknak határozott téli maximuma ($\pm 2,5^\circ/\text{nap}$) és tavaszi, kora nyári minimuma ($\pm 1,3^\circ/\text{nap}$) figyelhető meg. Az ok nyilván a nagyobb téli horizontális hőmérsékleti gradiensekben, az intenzívebb téli áramlási viszonyokban és a hemiszférikus hőmérsékleti és szélmezőnek a sztratoszférában is megnyilvánuló aszimmetriájában keresendő.

Az interdiurnus felmelegedések és lehülések gyakoriságának és nagyságának elemzése céljából az *I.* és *II. táblázat*a) részében összefoglaltuk ezek évszakos és évi jellemzőit. Az *I. táblázat*ban találjuk az interdiurnus felmelegedések (n_+) relatív gyakoriságát az összes esetek (*N*) %-ában a négy évszakban és az egész év átlagában. A lehülések gyakorisága ezt a számot 100-ra egészíti ki. A táblázat adatai is kimutatják a napközi hőmérsékletváltozásoknak különböző időszakokból már régebben megállapított sajátosságát, amely szerint a felmelegedések minden évszakban gyakoribbak a lehüléseknél. A felmelegedések túlnyomó jellege a vizsgált időszak tavaszán és nyarán az egész troposzférában érvényesült, de ősszel és télen 850–700 mb fölött a lehülések száma volt nagyobb. Jóllehet a két gyakorisági érték közötti különbség nem nagy, alig haladja meg egyes troposzférikus szinteken a véletlen ingadozási intervallum határait, mégis a talajközeli rétegnek különböző időszakokban egyértelműen megmutatkozó

sajátságát: a felmelegedések gyakoribb jellegét jellemzőnek fogadhatjuk el a 850 mb alatti légrétegre. A troposzféra magasabb szintjein, még inkább a sztratoszférában, a felmelegedések és lehűlések száma alig különbözik egymástól, közöttük szignifikáns eltérés nem állapítható meg.

Az interdiurnus felmelegedéseknek (ΔT_+) és lehűléseknek (ΔT_-) a II. táblázatban közölt átlagos értékei igazolják a régebbi kutatások azon megállapítását, amely szerint a talajközeli rétegben a gyakoribb felmelegedéseket a ritkább, de erősebb lehűlések kompenzálják. Az alsó légrétegnek ez a jellege 850 mb-ig a vizsgált anyagban is kimutatható, a troposzféra magasabb rétegeiben azonban felfelé haladva mind

I. TÁBLÁZAT

A napközi tényleges felmelegedéseknek (a) és a szélvektor függélyesmenti jobbra fordulásának (b) relatív gyakorisága (n_+ %) és az adatok száma (N)

Budapest

a)

1961–1965

m/mb	Tavas		Nyár		Ősz		Tél		Év	
	n_+	N	n_+	N	n_+	N	n_+	N	n_+	N
143 m	56,5	460	53,5	460	52,5	453	51,0	451	53,4	1824
850 mb	56,2	460	58,7	460	52,1	453	52,3	451	55,0	1824
700 mb	53,3	460	51,6	460	49,1	453	51,6	451	51,4	1824
500 mb	53,5	460	52,3	460	48,3	453	47,8	451	50,5	1824
300 mb	54,4	450	52,0	446	50,6	431	49,7	441	51,7	1768
200 mb	49,1	411	52,2	401	48,7	390	49,9	395	50,0	1597
100 mb	51,7	283	51,1	265	51,1	237	49,2	275	50,7	1060
70 mb	47,9	184	45,5	158	52,3	136	57,6	151	50,7	629
50 mb	50,0	138	48,5	109	48,4	93	50,7	83	49,4	423

b)

mb	n_+	N	n_+	N	n_+	N	n_+	N	n_+	N
850–700	54,9	916	52,0	918	56,7	909	56,5	904	55,0	3647
700–500	52,5	913	49,9	918	53,0	908	53,5	893	52,2	3632
500–300	53,0	907	49,0	909	58,0	907	52,3	887	53,0	3607

kisebb mértékben érvényesül, a sztratoszférában pedig — valószínűleg a kompenzáció ismert elvének érvényesülése miatt — ellenkezőjére fordul. (Az utóbbi megállapítás általános érvénye statisztikailag csak nagyobb adatanyag birtokában igazolható).

A hőmérsékletváltozások átlagos értékei, amint azt az 1. és 2. ábrán már láttuk, az egész troposzférában és általában a sztratoszférában is legnagyobbak télen, legkisebbek nyáron; a régebbi vizsgálatok során a talajközeli rétegnek több szerző által megállapított és időjárásunk téli, nyári jellegével jól magyarázható sajátsága. Az adatoknak az átlagköri négyzetes szórása ugyancsak télen a legnagyobb (a troposzférában kb. $3,4^\circ/\text{nap}$), nyáron pedig a legkisebb ($2-3^\circ/\text{nap}$).

Az 5 év folyamán előfordult szélső értékek a talajon a $\pm 12^\circ/\text{nap}$ -ot, 850 mb-on a $\pm 16^\circ/\text{nap}$ -ot, 500 mb-on és 200 mb-on a $\pm 18^\circ$ -ot nem haladták meg, a többi troposzférikus és sztratosférikus szinten a hőmérsékletváltozások szűkebb értékközökbe ($50\text{ mb-on csak } -8 \text{ és } +11^\circ/\text{nap}$) közé estek.

A felmelegedések és lehűlések átlagértékeihez hasonlóan változik a magassággal az adatok négyzetes szórása is. Főmaximuma ($5-6^\circ/\text{nap}$) a tropopauza-ingadozások szintjében: 200 mb-on van, másodmaximuma pedig ($3-4^\circ/\text{nap}$) a 800 mb-os szinten, ahol a hőmérsékletváltozások másodmaximumát is megtaláltuk.

A II. táblázatban a troposzférikus szinteken feltüntetett az évszakok hőmérsékletének átlagos alakulásában az interdiurnus felmelegedések és lehűlések összesített eredményeként jelentkező átlagos (eredő) 24 órás hőmérsékletváltozást (ΔT) is. Az utóbbi adatok azt mutatják, hogy az évi menetnek megfelelő tavaszi felmelegedés,

őszi lehülés és a csekély téli, nyári hőmérsékletváltozás az egész troposzférában nagyságrendileg kisebb a lehülések és felmelegedések átlagainál. Érvényes tehát az a megállapítás, hogy az egymást követő napok hőmérsékletének kialakításában az évi menetből leszámaztatható és a sugárzási viszonyokat tükröző komponens a többi (advektív és dinamikus) tényező mellett az egész troposzférában alárendelt szerepet játszik.

Ugyanezen 5 éves időszakra napi 2 RAWIN-mérésből előzőleg végzett vizsgálataink [15,16] arra irányultak, hogy a lokális hőmérsékletváltozás egyik komponensét, a hőmérséklet advektív megváltozását a légáramlás függélyesmenti struktúrájából kiszámítsuk.

II. TÁBLÁZAT

A napközi hőmérsékletváltozásoknak (a) és ezek advektív komponensének (b) évszakos és évi állaga (C°/nap)

Budapest

a)

1961–1965

m/mb	Tavas z			Nyár			Ősz			Tél			Év		
	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$
143 m	2,06	2,23	0,19	1,83	2,10	0,00	1,98	2,49	-0,14	2,12	2,31	-0,05	2,00	2,29	0
850 mb	2,33	2,52	0,20	1,88	2,73	-0,02	2,34	2,77	-0,11	2,99	3,39	-0,07	2,36	2,87	0
700 mb	2,28	2,30	0,14	2,02	2,14	0,01	2,46	2,55	-0,09	2,97	3,30	-0,06	2,43	2,57	0
500 mb	2,27	2,38	0,11	1,81	1,95	0,01	2,54	2,55	-0,08	3,23	3,04	-0,04	2,44	2,49	0
300 mb	2,01	2,22	0,08	2,12	2,20	0,04	2,26	2,59	-0,13	2,55	2,51	0,01	2,23	2,38	0
200 mb	3,73	3,71	—	3,28	3,45	—	3,55	3,65	—	4,03	4,09	—	3,64	3,72	—
100 mb	1,92	2,04	—	2,03	2,02	—	2,79	2,79	—	2,45	2,60	—	2,28	2,35	—
70 mb	1,91	1,41	—	2,05	2,00	—	2,14	1,93	—	2,33	2,34	—	2,11	1,88	—
50 mb	1,52	1,42	—	1,98	1,94	—	2,48	1,69	—	2,48	2,08	—	2,04	1,75	—

b)

	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$
350–700 mb	4,9	5,0	0,4	4,3	5,1	-0,1	6,1	5,7	0,8	6,9	-6,0	1,3	5,6	5,4	0,6
700–500 mb	3,7	3,7	0,2	3,3	3,5	-0,1	4,4	4,7	0,2	5,3	5,6	0,3	4,2	4,4	0,1
500–300 mb	5,1	4,7	0,5	5,2	4,6	-0,2	5,8	5,3	1,0	7,7	5,9	1,8	5,8	5,1	0,8

Ismeretes ugyanis, hogy bizonyos — a légkörben túlyomóan megvalósuló — feltételek mellett a horizontális szélvektornak a magassággal bekövetkező jobbrafordulása melegebb levegőnek, balrafordulása hidegebb levegőnek horizontális áthelyeződésével, advektiójával jár (északi félgömb). A szélfordulást magában foglaló légréteg középhőmérsékletének az áthelyeződéssel kapcsolatos s az időegységre vonatkoztatott lokális megváltozását *hőmérsékleti advektiónak* nevezzük és rendszerint C°/nap egységekben fejezzük ki.

A számítások eredményét a troposzférikus izobárszintek között az I. és II. táblázat b) részében találjuk.

A hőmérsékleti advektió gyakorisági és átlagértékei természetesen nem egyeznek meg a hőmérséklet tényleges interdiurnus változékonyságával. A hőmérséklet lokális megváltozását ugyanis nemcsak az advektió okozza, hanem ezen kívül más adiabatikus és diabatikus (a hőmérséklet megváltozásával járó) folyamatok együttes hatása hozza létre. Általánosságban a hőmérsékletnek az időegységre eső lokális megváltozása így fejezhető ki:

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_l = \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{adv} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{adi} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{dia},$$

ahol a jobboldal első tagja az advektív hőmérsékletváltozást, második és harmadik tagja a hőmérsékletnek adiabatikus, illetve diabatikus folyamatokból származó megváltozását jelenti. A kifejezés második tagja azon lokális hőmérsékletváltozásokból tevődik össze, amelyek a nyomás helyi adiabatikus változásaiból, továbbá a levegő vízszintes és függőleges áthelyeződésével járó adiabatikus nyomásváltozásokból származnak. A diabatikus tag egyesíti a molekuláris hővezetés, a turbulens hőcsere, a víz fázisváltozásai, valamint a sugárzási egyenleg révén felvett, vagy leadott hő

okozta lokális hőmérsékletváltozásokat. Az utóbbival inkább az alsó troposzféra rétegeiben (sugárzás, termikus konvekció, sűrűlódási és orografikus turbulencia stb.), az előbbivel (felsiklás, zsgorodás) a felső troposzférában kell számolnunk.

Az I. táblázat *b)* részében találjuk a pozitív hőmérsékleti advekciók gyakoriságát. Látható, hogy a tényleges hőmérsékletváltozásokhoz hasonlóan a vizsgált időszakban a nyár kivételével minden évszakban gyakoribb volt a meleg, és ritkább a hidegadvekció. A melegadvekció túlnyomó jellege főként ősszel és télen az alsó troposzférában érvényesült és 95% valószínűséggel már nem a véletlennek, hanem a hely és az időszak jellegzetességének ítéltető. A melegadvekció túlsúlya tavasszal kisebb, nyáron egyáltalában nem érvényesül. A leírt évszakai különbség az uralkodó *W* (ősszel *SW*) áramlás révén a kontinens belsejébe messze behatoló óceáni advektív hatással magyarázható [17].

Az interdiurnus hőmérsékletváltozások és a hőmérsékleti advekció átlagai közötti különbség a II. táblázat *b)* részéből tűnik ki. Mind a pozitív, mind a negatív hőmérsékleti advekció átlagértékei a troposzférában meghaladják a tényleges hőmérsékletváltozások átlagát. Feltehetően az advektív folyamatokat a lokális hőmérsékletváltozások másik két tényezőcsoportja bizonyos mértékben kompenzálja. Nyen kompenzáló folyamatnak fogadhatjuk el a melegebb levegő áthelyeződésével kapcsolatos emelkedő és a hidegebb levegő advekciójával együttjáró süllyedő légmozgásnak az advekcióival ellentétes hőmérsékleti következményét. Ugyancsak kompenzálja nyáron a nyugati szelek óceáni eredetű advektív hűtőhatását a pozitív sugárzási mérleg, és az advekció végeredményeként jelentkező csekély hűtőhatás ($\overline{\Delta T}$) a tényleges hőmérsékletváltozásban nem jut kifejezésre.

Ősszel és télen a már említett s az öt éves időszakra jellemző mediterrán és óceáni hatás következményeként az advektív folyamatok végeredményben hőt adtak át mindhárom troposzférikus rétegnek. Ennek ellenére — a hőmérséklet évi alakulásának megfelelően — ősszel nagyobb, télen kisebb mértékben hűlt a troposzféra a vertikális mozgásokkal járó adiabatikus folyamatok, valamint a negatív sugárzási egyenleg következményeként.

Az év átlagában az advektív folyamatok végeredményben hőt adtak át a Budapest fölötti szabad troposzférának. Ez a körülmény megegyezésben van azzal, hogy Magyarország északra fekszik a Föld és légkörének pozitív és negatív sugárzási egyenleggel jellemezhető zónáit elválasztó határtól ($35^\circ - 40^\circ$ N), abban a zónában, amelynek a negatív sugárzási mérleg miatti hőhiányát nagyrészt az általános cirkuláció advektív hőszállítása pótolja. A tényleges napközi hőmérsékletváltozások évi végeredménye már a vizsgált 5 év átlagában a reális pontosságon belül megközelíti a nullát az évi hőháztartás egyensúlyának megfelelően.

A napközi hőmérsékletváltozások ismeretében kiszámítható az a hőmennyiség is, amelyet az egyes izobárszinteken a térfogategységnyi levegő az egyes évszakok és az egész év folyamán nyer, illetőleg elveszít. Ha a p izobárszinten a levegő sűrűségét ρ_p -vel, a hőmérséklet megváltozását ΔT_p -vel jelöljük, akkor a hőmérsékletváltozásnak megfelelő hőbevétel, illetőleg veszteség

$$\Delta Q_p = c_p \cdot \rho_p \cdot \Delta T_p$$

ahol $c_p = 0,241 \text{ cal.gr}^{-1} \text{ fok}^{-1}$, a levegő állandó nyomáson vett fajhője. Az egyes évszakokra és az egész évre számított hőösszegek átlagait $10^{-4} \text{ cal. cm}^{-3} \text{ né}^{-1} (\text{év}^{-1})$ egységekben tartalmazza a III. táblázat. Várható, hogy tavasszal a troposzféra felmelegedésekor a hőbevétel, ősszel a hőveszteség jelentősen nagyobb a nyár csekély és az alsó rétegben negatív hőegyenlegénél, hasonlóképpen az ennél nagyobb téli hőveszteségeknél is. A hőforgalom maximumát télen, a 850 mb-os szinten találjuk. Ugyanitt van ősszel, télen és az egész év átlagában a hőforgalom magasság szerinti

maximuma is, annak megfelelően, hogy itt mind a hőmérséklet változékonysága, mind a levegő sűrűsége viszonylag nagy.

A sztratoszférában a hőcsere két komponense, valamint a tényleges hőegyenleg kicsiny a troposzféra hőtartalmának változásaival szemben. Az interdiurnus hőmérsékletváltozások magassági eloszlásának, valamint a levegő sűrűségének megfelelően a hőbevétel és leadás értékei a magassággal csökkennek, de a 200 mb-os szinten — a már leírt nagy interdiurnus hőmérsékleti változékonyság következményeként — másodmaximum figyelhető meg. A sztratoszférában ősszel és télen a kompenzációs effektusokra visszavezethető hőnyereség jelentkezett a troposzférikus hőveszteséggel szemben.

III. TÁBLÁZAT

A napközi hőfelvétel, hőleadás és hőegyenleg nekedévi és évi átlagos összegei (a) és a troposzféra 1 cm² keresztmetszetű légoszlopának hőmérlege (b).

B u p a p e s t

1 9 6 1 — 1 9 6 5.

	T a v a s z			N y á r			Ő s z			T é l			É v		
a)															
10^{-1} cal. cm ⁻² né ⁻¹ (év ⁻¹)															
m/mb	ΔQ_+	ΔQ_-	ΣQ_A	ΔQ_+	ΔQ_-	$\Sigma \Delta Q$	ΔQ_+	ΔQ_-	$\Sigma \Delta Q$	ΔQ_+	ΔQ_-	$\Sigma \Delta Q$	ΔQ_+	ΔQ_-	$\Sigma \Delta Q$
143	318,6	265,1	53,5	258,5	258,7	-0,2	279,0	318,1	-39,1	300,1	314,3	-14,2	1156,2	1156,2	0
850	310,7	264,0	46,7	254,4	259,6	-5,2	282,1	308,2	-26,1	370,0	385,4	-15,4	1217,2	1217,2	0
700	243,6	215,6	28,0	205,0	202,5	2,5	237,3	255,0	-17,7	307,1	319,9	-12,8	993,0	993,0	0
500	187,3	170,2	17,1	140,9	138,9	2,0	183,1	196,0	-12,9	237,1	243,3	-6,2	748,4	748,4	0
300	111,4	103,1	8,3	106,1	101,8	4,3	108,9	122,2	-13,3	127,5	126,8	0,7	453,9	453,9	0
200	129,2	130,0	-0,8	120,8	113,9	6,9	122,2	129,5	-7,5	143,7	142,5	1,2	515,9	515,9	0
100	36,0	35,9	0,1	37,4	35,8	1,6	50,7	48,3	2,4	42,1	46,2	-4,1	166,2	166,2	0
70	21,3	19,6	1,7	21,6	20,1	-1,5	26,8	25,6	1,2	31,6	27,0	4,6	101,3	101,3	0
50	13,1	14,2	-1,1	16,4	19,8	-3,4	19,6	16,3	3,3	21,4	20,2	1,2	70,5	70,5	0

b)

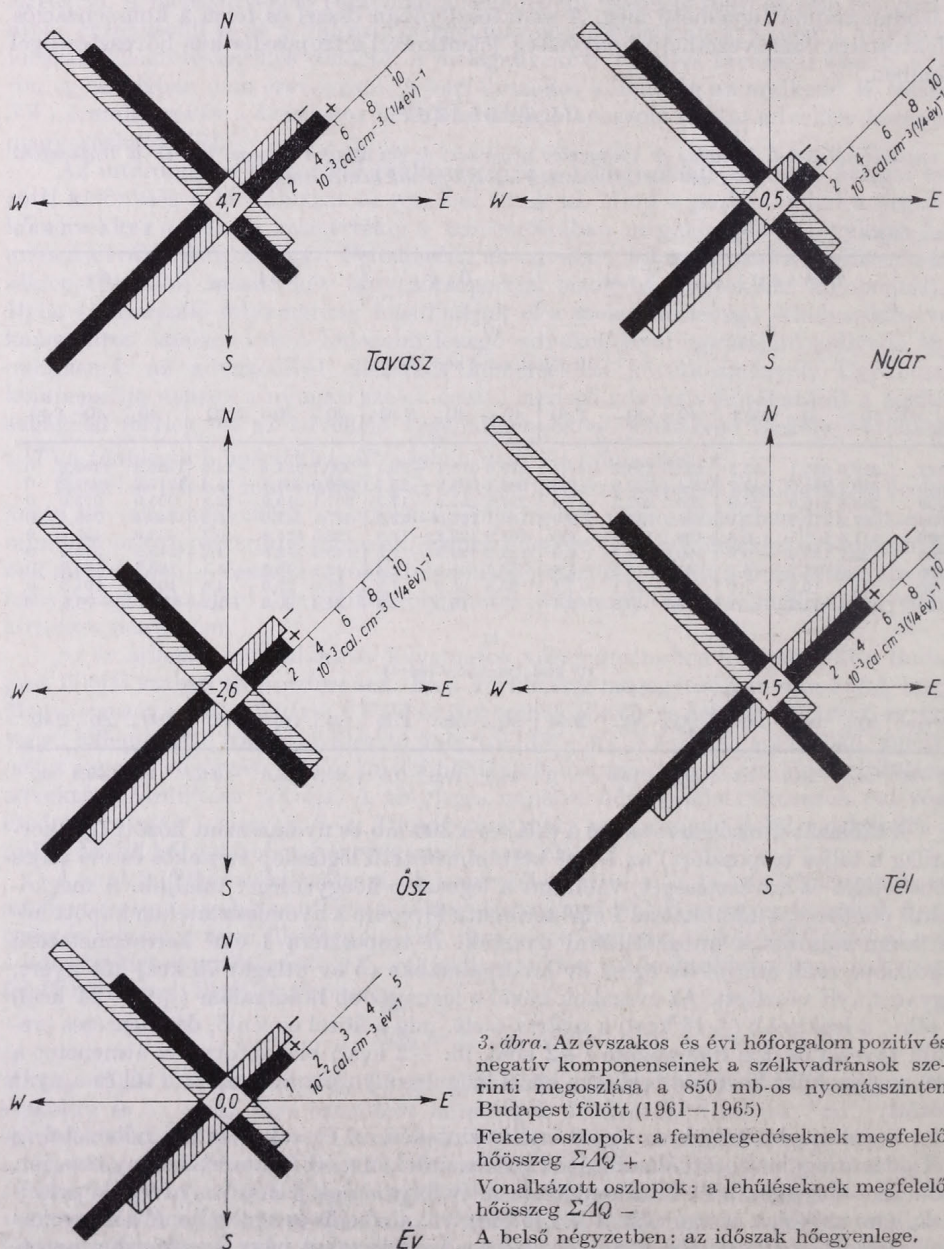
10^3 cal. cm⁻² né⁻¹ (év⁻¹)

m/mb	ΔQ_+	ΔQ_-	ΣQ_A	ΔQ_+	ΔQ_-	$\Sigma \Delta Q$	ΔQ_+	ΔQ_-	$\Sigma \Delta Q$	ΔQ_+	ΔQ_-	$\Sigma \Delta Q$	ΔQ_+	ΔQ_-	$\Sigma \Delta Q$
143-300	19,3	16,9	2,4	15,6	15,6	0	18,0	19,8	-1,8	23,0	23,6	-0,6	75,9	75,9	0

A táblázat utolsó sorában (b) a talaj és a 300 mb-os nyomásszint között (gyakorlatilag a teljes troposzféra) az 1 cm² keresztmetszetű légoszlop évszakos és évi teljes hőbevételét és hőveszteségét, valamint a légoszlop hőegyenlegét találjuk. A megközelítő pontosságú adatokat az 1 cm³ térfogatú levegőre a nyomásszinteken kapott hőtartalom-változások integrálásával nyertük. A troposzféra 1 cm² keresztmetszetű légoszlopa ezek szerint az egész év hőforgalmában (5 év átlaga) 76 kcal hőt nyert, ugyanennyit veszített. Az évszakok közül a legnagyobb hőforgalom ($\pm 23-24$ kcal) a télre, a legkisebb (± 16 kcal) a nyárra esett, míg a közel egyenlő, de ellentétes eredőjű tavaszi és őszi hőforgalom (+2 kcal, ill. -2 kcal) biztosította az átmenetet a troposzféra hőháztartását tekintve közel kiegyensúlyozott évszakok: a tél és a nyár között.

Végül megkíséreljük az egyes izobárszinteken az évszakos és évi hőbevétel és hőleadás átlagának szétválasztását az izobárszinteken mért légáramlás iránya szerint. Miután a tényleges hőszállításban az advektív folyamatok jelentékeny részt képviselnek, s az utóbbiak vizsgálatánál két főtengelyt: a zónális és a meridionális irányokat kell elsősorban figyelembe vennünk, azért a szélirányokat négy kvadránsba osztot-

tuk: 1–90° (NE), 91–180° (SE), 181–270° (SW), 271–360° (NW). Az egyes szélkvadránsokba sorolt hőbevétel és hőleadás negyedévi és évi összegeinek átlagait mutatja be a 3. ábra a maximális hőforgalom szintjében, 850 mb-on. Az ábrán az egyes kvadránsokban felrajzolt oszlopok hossza a középső négyzet oldalaitól kiindulva a befogadott (fekete oszlopok) és leadott (vonalkázott oszlopok) hőmennyisé-



3. ábra. Az évszakos és évi hőforgalom pozitív és negatív komponenseinek a szélkvadránsok szerinti megoszlása a 850 mb-os nyomásszinten Budapest fölött (1961–1965)

Fekete oszlopok: a felmelegedéseknek megfelelő hőösszeg $\Sigma \Delta Q +$

Vonalkázott oszlopok: a lehüléseknek megfelelő hőösszeg $\Sigma \Delta Q -$

A belső négyzetben: az időszak hőegyenlege.

geket ábrázolja. A négyzetbe írt szám ezek algebrai összegét, tehát az 1 cm^3 térfogatú levegő negyedévi és évi hőegyenlegét (5 év átlagában) adja meg.

Amint látjuk, a szélrózsa egyes kvadránsaiból érkező légáramláshoz a hőforgalomnak nagyon különböző komponensei és eredő hőösszegei kapcsolódnak. Az északi kvadránsokból (NE, NW) fújó szelek esetén évi átlagban kb. 32%-kal haladta meg a lokális hővesztés a nyereséget, s a hőegyenleg $2,1 \cdot 10^{-2} \text{ cal. cm}^{-3} \text{ év}^{-1}$ vesztéssel zárult. A vesztéset a déli kvadránsokból fújó szelek esetében végeredményként befogadott hő egyenlítette ki. A napoknak ebben a csoportjában a hőnyereség 37%-kal meghaladta a vesztéset. Hasonló értelmű az északi és a déli szélkvadránsok csoportjában az évszakos hőforgalom pozitív és negatív komponenseinek viszonya. Kimondhatjuk, hogy az 5 év átlagában az északi komponensű légáramlásokhoz minden évszakban hővesztés, a déli komponensűekhez hőnyereség kapcsolódott, amely az év átlagában az előbbit kiegyenlítette.

A keleti kvadránsokból fújó szelekhez a nyugatiakkal szemben aránylag kicsiny hőváltozások kapcsolódnak. A keleti komponensű szelek csoportjában a hőnyereség alig 29%-át, a hővesztés pedig csak 26%-át teszi ki a teljes hőforgalom megfelelő komponenseinek. Bizonyos szezonális különbségekkel hasonlóak az arányok az egyes évszakokban is. Azt mondhatjuk tehát, hogy a vizsgált szinten a hőforgalmat lényegében a nyugati komponensű szelekhez kapcsolódó hőmérsékletváltozások határozzák meg, a keleties szelek a hőforgalom kialakításában évi átlagban kb. 26–29%-ban vettek részt.

A hőforgalomnak az egyes szélkvadránsokhoz fűződő jellegzetességei az általános cirkuláció hőtávitelének Magyarország térségében ismert sajátosságaival (hidegebb északias, melegebb délies szelek, a nyugatias szelek túlsúlya) teljesen összhangban vannak. Hasonló megállapításokra jutottunk az egyes kvadránsokból fújó szelek advektív hőszállítására vonatkozólag is. Ebből arra következtethetünk, hogy a Budapest fölötti légkör maximális hőforgalmának szintjében az interdiurnus változások és a hőforgalmat lebonyolító folyamatok lényegükben advektív természetűek. Hasonló vizsgálatoknak a kisebb hőforgalmú szintekre történő kiterjesztése csak nagyobb észlelési anyag birtokában vezet eredményre.

Eredményeinket a következőkben foglalhatjuk össze:

Az interdiurnus lehülések maximuma a troposzférában télen az 500 mb-os nyomásszint környezetében van. Ugyanitt találjuk nyáron a lehülések és a felmelegedések minimumát, míg a felmelegedések maximuma télen, alacsonyabban: a 850 mb-os szint környezetében van.

A 850 mb-os szinten, a sűrűlási, ill. sugárzási réteg fölött a lehüléseknek, kisebb mértékben a felmelegedéseknek magasság szerinti másodmaximuma volt megfigyelhető.

A troposféra és az alsó sztratoszféra napközi hőmérsékletváltozásainak abszolút maximuma a tropopauza-ingadozások következményeként a 200 mb-os szint környezetében alakul ki.

A sztratoszférában a felfelé csökkenő hőmérsékletváltozásoknak téli maximuma és tavaszi, kora nyári minimuma figyelhető meg. Az alsó troposzférában a gyakoribb felmelegedéseket a ritkább, de erősebb lehülések kompenzálják. A felmelegedések és lehülések eltérő jellege a felső troposzférában kevésbé érvényesül, az alsó sztratoszférában pedig — valószínűleg kompenzációs hatások miatt — ellenkezőjére fordul.

A troposzférában s az alsó sztratoszférában az egymás utáni napok hőmérsékletének kialakításában az évi menetből leszármaztatható és a sugárzási viszonyokat tükröző komponens a többi advektív és dinamikus tényező mellett elhanyagolható.

Mind a pozitív, mind a negatív hőmérsékleti advekciók átlagértékei a troposzférában meghaladják a tényleges hőmérsékletváltozások átlagait. Feltehetően az ad-

vektív folyamatok hatását a lokális hőmérsékletváltozások adiabatikus és diabatikus komponensei bizonyos mértékben kompenzálják.

Az évszakos és évi hőforgalom maximumát télen, a 850 mb-os szinten találjuk. Ugyanitt van ősszel, télen és az egész év átlagában a hőforgalom magasság szerinti maximuma.

A hőforgalomnak az áramlás iránya szerint végrehajtott vizsgálata során kitűnt, hogy

a) a maximális hőforgalom szintjében (850 mb) az északi komponensű szelekhez kapcsolódó hőveszteséget a délies szelekhez tartozó hőbevétel kompenzálja,

b) a hőforgalmat lényegében a nyugatias szelekhez kapcsolódó hőmérsékletváltozások határozzák meg,

c) Budapest fölött a légkör maximális hőforgalmának szintjében a hőforgalmat lebonyolító folyamatok lényegükben advektív természetűek.

IRODALOM

- [1] *Hann, J.*: Ueber die Veränderlichkeit der Tagestemperatur. Sitz. ber. d. Kais. Akad. d. Wiss. Bd. IXXI, II. Abt. April 1875.
- [2] *Hegyföky, K.*: Die Veränderlichkeit der Tagestemperatur in Budapest. Zs. für Met. XVIII (1883), 168—169.
- [3] *Hegyföky, K.*: Veränderlichkeit einiger meteorologischen Elemente von einem Tage zum anderen zu Budapest 1873—1882. Zs. für Met. XX (1885), 486—497.
- [4] *Hegyföky, K.*: Az idő változékonysága. Term. Tud. Köz. 22 (1890), 192.
- [5] *Fraunhoffer, L.—Róna, Zs.*: Magyarország hőmérsékleti viszonyai. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. VI (1904), Budapest.
- [6] *Róna, Zs.*: Éghajlat. II. Rész. (1909), Budapest.
- [7] *Hann, J.*: Lehrbuch der Meteorologie. (1901). Leipzig.
- [8] *Fábiánics, F.*: A levegő felmelegedése és lehülése egyik napról a másikra. Időjárás 45 (1941), 201—210.
- [9] *Berkes, Z.*: A hőmérséklet napközi változékonysága Budán. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XX (1955), 120—128.
- [10] *Bacsó, N.*: Magyarország Éghajlata (1959), Budapest.
- [11] *A. Koflanovits, E.*: Magyarországon a nyári északnyugati irányítottaságú időjárási helyzetekben előforduló lehülések vizsgálata. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXVII (1964), 57—62.
- [12] *A. Koflanovits, E.*: A napi középhőmérséklet interdiurnus változékonyságának szinoptikus-klimatológiai vizsgálata. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXIX (1966) II. 47—56.
- [13] *A. Koflanovits, E.*: A hőmérséklet változékonysága a troposzférában. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXXIII (1967), 310—329.
- [14] *A. Koflanovits, E.*: A troposféra különböző szintjein észlelt hőmérsékletváltozások kapcsolata. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXXIV. (1968), 324—328.
- [15] *Béll, B.*: Die vertikale Windänderung über Budapest im Zusammenhang mit der thermischen Advektion. Ann. d. Met. N. F. Nr. 3 (1967) 81—85.
- [16] *Béll, B.*: Die Bedeutung des advektiven Wärmetransportes in der Energiebilanz des Luft-raumes des Karpatenbeckens. Acta Climat. Tom. VIII. Fasc. 1—4 (1969), 3—31. Szeged.
- [17] *Béll, B.*: Kontinentalität und Ozeanität in der freien Atmosphäre über Ungarn. Időjárás 73 (1969), 193—206.

A Jet Model of the Warm Sector

I. BODOLAI and E. JAKUS, *Weather Forecasting Center, Budapest*

Струйная модель структуры теплого сектора. При помощи пространственной трансформации местных синоптико-статистических особенностей префронтальных ветров, предшествующих холодный фронт, в работе приводится модель открытого теплого сектора, характерной особенностью которой является приземное струйное течение.

✱

One of the more recent results of investigations concerning the elucidation of atmospheric processes and atmospheric objects and of the studies concerning their mechanisms consisted in the detection of low-level jets. Our knowledge of the nature of this phenomenon is still rather an incomplete one. Among the papers dealing on this subject, the paper of *W. D. Bonner* may be specially mentioned [1] in which the Author has reviewed the results of the more important investigations on the low-level jet that had been published till 1965, and, in addition, has determined, by using data from 47 rawind-sounding stations in the United States, the daily, seasonal and geographical characteristics of the phenomenon.

From the study of *Bonner* it appears, that the concept of low-level jet is indeed containing a great variety of phenomena, as the synoptical object in question may be occurring as a consequence of various physical-synoptical events.

We are not intending to discuss here neither the various conditions under which low-level jets are occurring nor their characteristics, mentioning only that type of the phenomenon the model of which has been described by *D. C. House* [2] and which can be observed within the frictional layer in the warm sector of cyclones. Unfortunately, the paper of *House* is not containing the verification material which he used in constructing his model. It is probable, however, that the Author deduced the model on the basis of a case-study of low-level jets.

In the course of our investigations concerning instability lines and thundery cold fronts, we sought in several cases the indications for the presence of the low-level jet model of *House*, however, its presence could be found not in one of the cases investigated. Of course, this is not an indication that the phenomenon is never occurring in this country and it is rather probable, that this synoptical object, which is possessing very narrow limitations in space and time, could not be observed through wind observations made at large intervals.

In the course of our investigations directed to the elucidation of the synoptical-statistical characteristics of the prefrontal wind occurring before cold fronts [3] we reached the conclusion that, in certain cases — when the gusts of the prefrontal wind are exceeding the value of 10 m/sec — the low-level jet is occurring at the Earth surface or in its immediate vicinity within the friction layer. By using the statistical data from the paper [3] we are presenting in the following a model of the warm sector which is characterised by the occurrence of a low-level jet in the lower levels of the friction layer or at the surface.

The materia's for our investigations mentioned above consisted of surface wind observations executed during the summer half-years 1960—1964 in the western part of this country on prefrontal winds that occurred before the passages of cold fronts. In the paper in question we undertook a classification of prefrontal winds into strong and, respectively, weak ones. A prefrontal wind was considered as a strong one if it contained, at least once, a gust of the velocity of at least 10 m/sec. The average duration of the second group was of 17.2 hours, with an average beginning and ending

velocity of 3 m/sec. From this, the average length of the period before the occurrence of the maximum velocity was 8.8 hours, while the period after the occurrence of the maximum had an average length of 8.4 hours, that is, the curve representing the velocity variation in time is rather a symmetrical one with respect to the maximum velocity. The length of the interval during which the hourly average wind velocity is exceeding the value of 5 m/sec is equal to 6.4 hours. In our opinion, this period of the wind is identical to that of the surface jet.

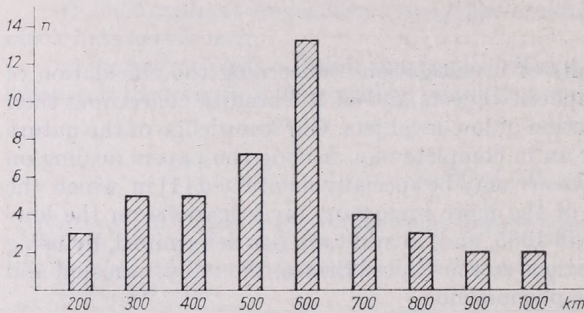


Fig. 1. Absolute frequencies of strong prefrontal winds plotted against the distance from the front.

1. ábra. Az erős prefrontális szelek abszolút gyakorisága a fronttól mért távolság függvényében.

In order of determining the distance of this interval from the location of the cold front, we are presenting on *Fig. 1* a histogram of absolute frequencies, based on data collected at Keszthely, in which the frequency of occurrence of strong prefrontal winds is shown as a function of the distance from the cold front. It appears that strong winds are occurring most frequently at a distance of 600 km from the front.

If the above data on the duration of the prefrontal winds are spatially transformed, by assuming the average propagation velocity of the cold fronts to be 40 km/h, and if we are taking into account the result that the jet is located 600 km before the front, we are obtaining the model of a warm sector as represented on *Fig. 2*.

In this figure, all the characteristic distances from the cold front are shown, that are typical for a warm sector on the ground of a spatial transformation of the average duration characteristics of the strong surface prefrontal winds. Thus, the section of an open warm sector with an extension of 950 km perpendicularly to the cold front, is to be divided into four different regions. The first, possessing a width of 220 km, is characterized by an increase of the prefrontal wind. This is followed by the low-level jet possessing a width of about 260 km, at the centre of which average wind velocity is equal to 8–10 m/sec. In some particular cases, however, average wind velocities may reach a value of 10–15 m/sec, and gusts of 25 m/sec may occur. Following to this region of maximum wind velocity, the wind is decreasing in a region possessing a width of about 210 km, and this is followed by the calm zone situated immediately before the front (its average width is according to model equal to 260 km), and it is characterized by winds weaker than 3 m/sec. In the case when the synoptical conditions are otherwise fulfilled (such as the presence of low-level convergence, labil equilibrium, a sufficient humidity content etc.) then in this virtually calm region prefrontal squall-lines are developing.

As to the extension of these zones in a direction parallel to the front no conclusions may be drawn, of course, from the processing of data which have been collected on a single station; for such a purpose, some measurement series would be necessary that are executed on specifically selected locations.

We are repeatedly emphasizing that the model described above is valuable only

for cyclones possessing a warm sector of the type of strong prefrontal winds. The data on the width of the different regions are average values from which there could be, of course, in individual cases, rather strong deviations; these circumstances, however, are not influencing the conceptional bases of the model in question.

For the above considerations, we made use only of the characteristics of the surface prefrontal wind in respect to the front. This two-dimensional velocity distribution is, however, not yet sufficient for proving the existence of a jet. It is necessary,

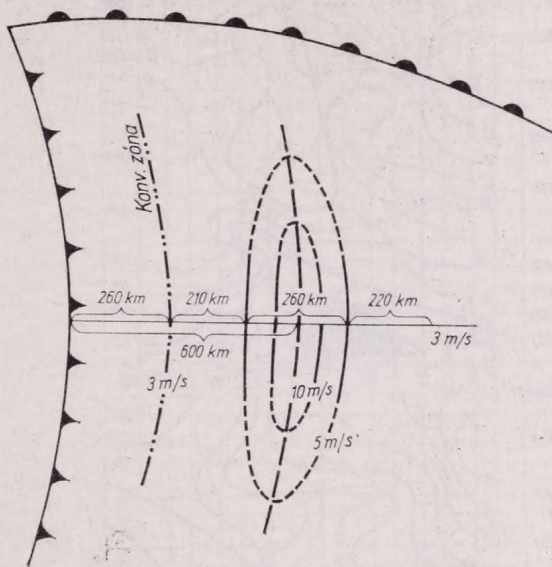


Fig. 2. Jet-model of an open warm sector.

2. ábra. Nyitott meleg szektor jet-modellje.

in addition, to demonstrate, that above the synoptical object situated at the surface or within the friction layer, there is a decrease of wind velocity, for only in this case can it be pretended that a prefrontally occurring maximum of wind is, at the same time, actually a jet. For the demonstration of such a distribution of wind velocities, only wind measurements executed at frequent intervals may be useful, since without such measurements, the phenomenon could be not observed, according to its small dimensions in space and time.

During the 5-year period investigated, among the results of three-hourly pilot balloon ascents executed at Budapest, in 8 cases occurred the possibility of constructing vertical wind cross-sections in time which could be used for the verification of the assertion made above. These cross-sections were constructed in a way that in every case we plotted the absolute value of wind velocity, or the components of the wind u and v corresponding to the circles of geographical latitude. The time scale has been adopted according to the principle of spatial transformation, that is, along the abscisses of the cross-section, time is increasing toward the positive x direction.

According to lack of space, we have no possibility to reproduce all the cross-sections, however, this is not at all necessary, since, for 4 among the 8 cases, the wind distribution shown at Fig. 3 appears to be characteristic. Accordingly this cross-section could be regarded, in the following, as a typical one. In this case, the maximum of wind velocity, that is, the centre of the jet, is located immediately on the Earth surface, the jet zone itself is extending to a height of about 400 m, above which the velocity is decreasing and further on, regularly increasing with altitude (Fig. 3a).

In the remaining four cases, the core of the jet is occurring 2 to 3 hours in advance of the wind maximum at surface and it is located at an altitude of 400–600 m, while the jet is constituting a layer of a thickness of 800 m (Fig. 4). As it appears from the figure, this latter type is also in connection to the strong prefrontal wind occurring at the surface, it is constituting a connected system with this phenomenon, its vertical extension, however, is larger than in the case of the previous type. Both types are characterized by a definite southerly wind direction (Fig. 3c and 4c), and the only

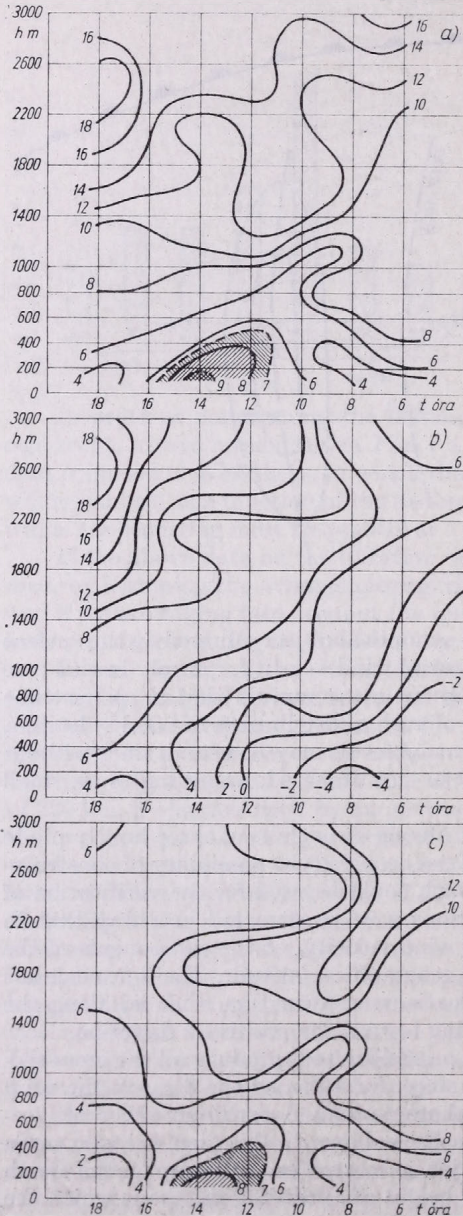


Fig. 3. Time-section of wind velocity perpendicular to the front, for the case that the core of the jet is situated at the surface. a) Distribution of the absolute value of wind velocity in the plane of the cross-section. The dashed area is representing the jet. b) Distribution of the component u . c) Distribution of the component v .

3. ábra A szélesség frontra merőleges időbeli függőleges metszete, ha a jet magja a talajon helyezkedik el. a) A sebesség abszolút értékének eloszlása a metszet síkjában. A vonal közötti rész a jet-et jelöli. b) A sebesség u komponensének eloszlása. c) A sebesség v komponensének eloszlása.

difference appears in the location of the core of the jet. The wind velocity observed in the core of the jet is nearly twice as large as the wind velocity above of it. This rate (in taking into account the small difference in altitude) is satisfying the criteria adopted for a jet, mainly if we are considering the circumstance that the surface winds of an average velocity of 8–10 m/sec may be accompanied by gusts exceeding the velocity of 20 m/sec.

The component u of the wind velocity, which is nearly perpendicular to the front,

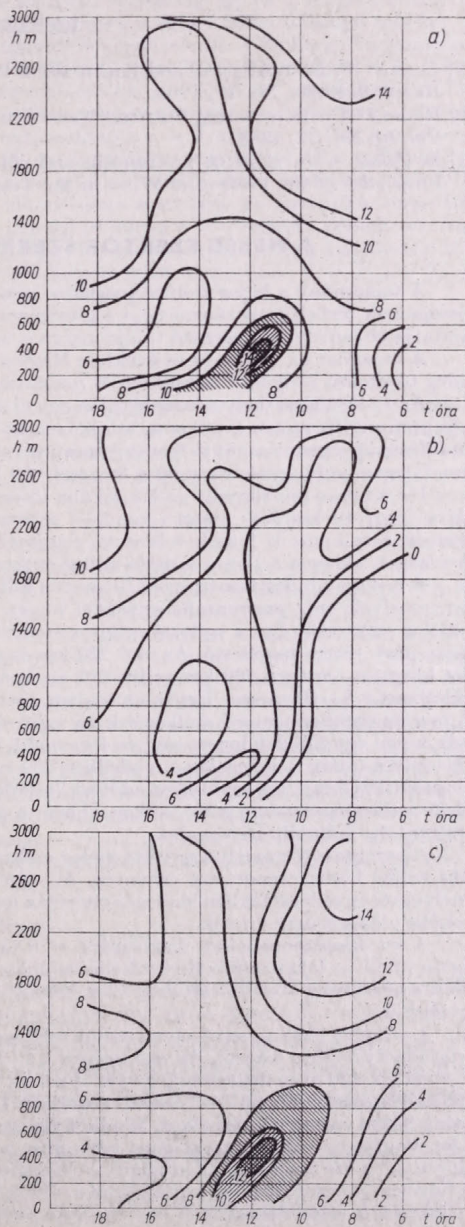


Fig. 4. Time-section of wind velocity perpendicularly to the front, for the case the core of the jet is situated above the surface. a) Distribution of the absolute value of wind velocity in the plane of the cross-section. The dashed area is representing the jet. b) Distribution of the component u . c) Distribution of the component v .

4. ábra. A szélesség frontra merőleges időbeli függőleges metszete, ha a jet magja a talaj fölött helyezkedik el. a) A sebesség abszolút értékének eloszlása a metszet síkjában. A vonalkázott rész a jet-et jelöli. b) A sebesség u komponensének eloszlása. c) A sebesség v komponensének eloszlása.

is increasing with height on the side of the jet which is nearer to the front — above the calm prefrontal zone (*Fig. 3b and 4b*), which is representing, in considering the cross-section is space, a convergence, that is, the location of the prefrontal convergence is indicated between the jet and the front. Within this zone of convergence in the case of fulfilment of further synoptical conditions, prefrontal thunderstorm-lines may develop. This consideration is regarded, for the time being, only as a previous remark, the verification of which is the task of further investigations and the validity of which is not influencing our findings on the jet structure of the warm sector.

REFERENCES

- [1] *Bonner W. D.*: Statistical and Kinematical Properties of the Low-Level Jet Stream. S M R P Research Paper No. 38, 1965.
- [2] *House D. C.*: Forecasting Tornadoes and Severe Thunderstorms. Meteorological Monographs, Vol. 5., No. 27, 1963.
- [3] *E. Jakus — B. Böjti*: A prefrontális szél néhány tulajdonsága a Dunántúl térségében (Some Properties of the Prefrontal Wind in the Transdanubian Area), in manuscript.

A MELEG SZEKTOR SZERKEZETÉNEK JET-MODELLJE

A tanulmány a hideg frontot megelőző prefrontális szél lokális szinoptikai-statisztikai sajátosságainak térbeli transformációja segítségével a nyitott meleg szektornak egy olyan modelljét mutatja be, amelynek jellemző tulajdonsága a talajközeli jet.

A vizsgálat az 1960—64-es években Magyarország nyugati részén a nyári félévben átvonult hideg frontokat megelőző talajközeli és magassági szélmegfigyelések anyagának analizésére épül.

Az 1. ábra Keszthely adatai alapján egy abszolút gyakorisági diagramot mutat be, amely az erős prefrontális szelek (amikor a talajközeli szélőkések értéke meghaladja a 10 m/sec-ot) előfordulásának gyakoriságát a fronttól mért távolság függvényében tünteti fel. Eszerint az erős szelek legnagyobb gyakorisággal a fronttól 600 km-re találhatók.

Ha az erős prefrontális szelek lokális időbeli változásait jellemző átlagos időtartamokat a hideg front 40 km/órás átlagos vonulási sebességével térbelivé transformáljuk és figyelembe vesszük a talajközeli jetnek tekintett maximális gyakoriságú szelek fronttól mért 600 km-es távolságát, akkor a 2. ábrán látható meleg szektor modellt állíthatjuk elő.

A 2. ábra a hideg frontra vonatkoztatva feltünteteti mindazokat a karakterisztikus távolságokat, amelyek erős prefrontális szelekkel kísért hideg frontok bizonyos csoportjánál jellemzők a meleg szektorra. Így a nyitott meleg szektor hideg frontra merőleges mintegy 950 km-es szakasza négy részre tagolható. Az első 220 km-es sávra a prefrontális szél megerősödése jellemző. Ezt követi a mintegy 260 km szélességű alacsony jet, amelynek magjában a közepes óránkénti szélesebbég 8—10 m/sec. Egyes esetekben azonban a szélesebbég elérheti a 10—15 m/sec-ot is, míg az ezekhez tartozó szélőkések 25 m/sec-ig terjedhetnek. E maximális sebességű szakasz után a szél egy kb. 210 km-es sávban legyengül, amit a frontot közvetlenül megelőző szélesesedés zóna követ (átlagos szélessége a modellben 260 km, ahol a szél sebessége kisebb 3 m/sec-nál). Ha a szinoptikai feltételek egyébként adottak (talajközeli konvergencia zóna, labilis légállapot, megfelelő nedvességtartalom stb.), akkor ebben a gyakorlatilag szélesesedés sávban alakulnak ki a prefrontális instabilitási vonalak.

A bemutatott modell a nyitott meleg szektorral rendelkező ciklonoknak csak erős prefrontális széllal kísért csoportjára érvényes. Az egyes szakaszok szélességének értékei átlagértékek, amelyekből egyedi esetekben lényeges eltérések lehetnek, de ezek a körülmények a modell koncepcióján alapjait nem érintik.

A jet egzisztenciájának igazolására — a talajközeli kétdimenziós sebességeloszlás sajátosságain kívül — lokális időbeli vertikális szélmeteszeteket készítettünk. E meteszeteken feltüntetjük a szélesebbég abszolút értékeit és a szélnek a szélességi körökre vonatkoztatott u és v komponenseit.

A vizsgált időszakban 8 olyan esetet találtunk, ahol a jet magja vagy a talajközeli, vagy a sűrűlódási rétegen fekszik. Az első típusra a 3. ábrán látható időbeli széleseloszlás jellemző, ahol a jet-zóna kb. 400 m-es magasságig terjed. A másik típust a 4. ábra mutatja be, ahol a jet-mag a talajközeli szélmaximumot 2—3 órával megelőzve 400—600 m magasságban található, míg maga a zóna 800 m vastag réteget alkot. Mindkét típust erős délies szélirány jellemzi (3. c és 4. c ábrák). A jet magjában mért sebesség közel kétszerese a fölötté észlelt szélesebbégnek. Ez az arány — tekintettel a kis magasságkülönbségre — kielégíti a jet-re alkalmazott kritériumokat, különösen ha figyelembe vesszük, hogy a talajközeli 8—10 m/sec átlagértékű szeleknél 20 m/sec-ot meghaladó szélőkések is előfordulnak.

Ein mathematisches Modell für die Verteilung der Durchschnittstemperaturen im Karpatenbecken

G. PÉCZELY, Zentralinstitut für Physik der Atmosphäre, Budapest

Az átlagos hőmérséklet földrajzi eloszlásának matematikai modellje a Kárpát-medence térségére. A tanulmány a Kárpát-medence térségének havi középhőmérsékleteit a (3) formulában megadott egyszerű matematikai modell segítségével írja le. A formula a T havi középhőmérsékleteket a földrajzi szélesség (x), a földrajzi hosszúság (y) és a tengerszintfölötti magasság (z) függvényében fejezi ki. Az összefüggésben x és y értékei földrajzi fokokat, z pedig a magasság száz méteres egységben megadott értékeit jelenti. A (3) függvény konstansait szerző korrelációs összefüggések alapján a (4) és (5) sémák szerint vezette le 68 állomás havi átlaghőmérsékleteiből. Az állomáshálózatot az I. ábra szemlélteti. A (3) konstansait, továbbá a számított és észlelt értékek átlagos abszolút eltérését az I. táblázat tartalmazza. A (3) konstansai alapján meghatározható a $z = 0$ szintre a 100 km-re vonatkozó vízszintes hőmérsékleti gradiens (γ) és a gradiens iránya (α). Ez utóbbinál a gradienst a hőmérsékletcsökkenés irányába mutatónak vettük. Ezen értékeket, amelyek alapján elemezhető a hőmérséklet földrajzi eloszlásában a szoláris és óceáni-kontinentális hatások súlya, II. táblázat tartalmazza. A januári és júliusi $z = 0$ szintre vonatkozó izotermák rendszerét a 2. ábra szemlélteti. A (3) függvény alapján analitikusan kifejezhető a hőmérsékleti kontinentalitást kifejező évi közepes hőmérsékleti amplitúdó ($I = T_{\text{Júl}} - T_{\text{Jan}}$), ennek matematikai kifejezését a (8) összefüggés adja meg.

✱

Математическая модель географического распределения средней температуры на территории Карпатского бассейна. Среднемесячные температуры на территории Карпатского бассейна описываются при помощи простой математической модели по формуле (3). В данной формуле среднемесячные температуры T выражаются в зависимости от географической широты (x), географической долготы (y) и высоты (z) над уровнем моря. В рассматриваемом соотношении величины x и y даны в градусах, а величина z — в единице высот в сто метров. Постоянные функции (3) были выведены автором по корреляционным зависимостям по схемам (4) и (5) из среднемесячных температур 68 станций. Сеть станций показана на рис. I. Постоянные функции (3), а также средние абсолютные отклонения расчетных величин от наблюдаемых приведены в таблице I. По постоянным формулы (3) можно определить горизонтальный температурный градиент (γ) для 100 км на уровне $z=0$, а также направление градиента (α). Для этого градиент был взят как показатель в направлении понижения температуры. Эти величины, по которым можно анализировать значение солнечного и океаническо-континентального влияний в географическом распределении температуры, содержатся в таблице II. Система изотерм для уровня $z=0$ для января и июля представлена на рис. 2. При использовании функции (3) можно аналитически вывести среднюю годовую амплитуду температуры ($I = T_{\text{июль}} - T_{\text{январь}}$), выражающую температурную континентальность. Математическое выражение последней дается соотношением (8).

✱

Die Verteilung der Durchschnittswerten der meteorologischen Elemente, welche letzten Endes eine Funktion des Energiehaushaltes der Erde darstellt, weist infolge der Tatsache, dass sie von zahlreichen bestimmenden Faktoren abhängig ist, ein durchaus wechselvolles Bild auf. Von grundlegender Wichtigkeit erscheint die Forderung nach einer objektiven Analyse auf Grund der Erforschung der physikalischen Ursachen des gegebenen Zustandes und es gibt auch eine stets höhere Anzahl von praktischen Problemen, für deren Lösung die Durchführung von solcher Untersuchungen als unerlässlich erscheint.

In der ungarischen Fachliteratur findet man schon bereits aus der Zeit vor 70

Jahren eine Arbeit, die aus der Feder von *A. Anderkó* stammt und in welcher der Versuch unternommen wird, einen zahlenmässigen Zusammenhang zwischen den Jahresdurchschnittswerten des Niederschlages und den geographischen und physikalischen Faktoren im Gebiete des Karpatenbeckens ausfindig zu machen [1]. Diese bemerkenswerte Untersuchung war darauf ausgerichtet, eine mathematische Beschreibung eines gegebenen Zustandes zu liefern, und vor den Augen des Verfassers schwebte eine Verfeinerung eines damals nur noch in mangelhafter Weise erforschten Bildes der Niederschlagsverteilung unter Verwendung der gefundenen Gesetzmässigkeiten.

Nachfolgend wurden in der meteorologischen Weltliteratur mehrere Aufsätze veröffentlicht, deren Verfasser es versucht haben, unter der Benützung gewisser vereinfachender Voraussetzungen mit der Hilfe hydrodynamischer und thermodynamischer Modelle eine annähernde Berechnung der planetaren Verteilung der Durchschnittswerte verschiedener klimatischen Elemente zu berechnen. Betreffend der Bewertung, der neueren Ergebnissen und der voraussichtlichen Weiterentwicklung solcher Untersuchungen hatte kürzlich *Smagorinsky* berichtet [2].

Beide Bemühungen, die nur als zwei zeitlich voneinander sehr fernliegende Beispiele herausgegriffen wurden, sind von besonderer Bedeutung aus dem Gesichtspunkte der Klimaforschung. Die erste, welche sich darauf konzentriert, geeignete mathematische Modelle für die genügend genaue Beschreibung des Verteilungsfeldes aufzufinden, ist unentbehrlich für die *Interpolation* und für die Begründung der objektiven Verfahren des Entwurfes von *klimatologischen Karten*; die zweite hingegen besitzt eine prinzipielle Bedeutung, wenn man die Klimatologie als eine *physikalische Wissenschaft* betrachtet.

In der vorliegenden Arbeit berichten wir über unsere Untersuchungen, deren Zielsetzung darin bestand, ein einfaches mathematisches Modell zur Beschreibung der geographischen Verteilung der monatlichen Durchschnittswerte der Temperatur aufzustellen.

Die Lufttemperatur ist ein im Raume stetiges klimatologisches Element, somit ist auf einem jeglichen Punkte der Erdkugel für die Momentanwerte sowie auch für die Durchschnittswerte T die folgende Relation gültig:

$$dT = \frac{\partial f}{\partial x} dx + \frac{\partial f}{\partial y} dy + \frac{\partial f}{\partial z} dz \quad (1)$$

wobei x , y und z die Koordinaten eines beliebigen Punktes der Erde bedeuten, namentlich verstehen wir darunter die geographische Breite, die geographische Länge und die Seehöhe. Der Zusammenhang (1) realisiert sich in der folgenden stochastischen Relation:

$$T = f(x, y, z) \quad (2)$$

Die Abhängigkeiten von der Koordinate x (geogr. Breite) und von der Koordinate z (Seehöhe) besitzen einen ähnlichen Charakter, indem die Gestaltung der Wärmebilanz vom Equator bis zu den Polen eine Abnahme der Temperatur zur Folge hat, und bei globaler Betrachtungsweise auch die Temperaturabnahme mit der Höhe als eine allgemeine Gesetzmässigkeit angesehen werden kann. Die Abhängigkeit von der geographischen Länge (y) kann durch allgemeine physikalische Gründe nicht erklärt werden, demzufolge ist ihr Charakter auf verschiedenen Gebieten unseres Planeten zwangsläufig verschieden. Andererseits ist es bei der Betrachtung der Verteilung der Kontinente und der Ozeane offensichtlich, dass die Veränderungen der geographischen Länge (hauptsächlich auf der nördlichen Halbkugel) mit der Gestaltung der *thermischen Kontinentalität* in Zusammenhang gebracht werden können.

Bei der Bestimmung der Funktion (2) sind wir aus der auf der Hand liegenden

Voraussetzung ausgegangen, dass die Temperatur eine *lineare* Funktion der betrachteten drei Veränderlichen sei, somit wurden die in der Gleichung

$$T = Ax + By + Cz + D \quad (3)$$

auftretenden Konstanten für das Gebiet des Karpatenbeckens auf Grund der monatlichen Durchschnittswerte der Temperatur errechnet. Aus dem stochastischen Charakter des Zusammenhanges (2) folgt, dass er nur eine statistische Annäherung mit gegebener Pünktlichkeit der Werten T ergibt. Zu diesen Berechnungen wurden die monat-

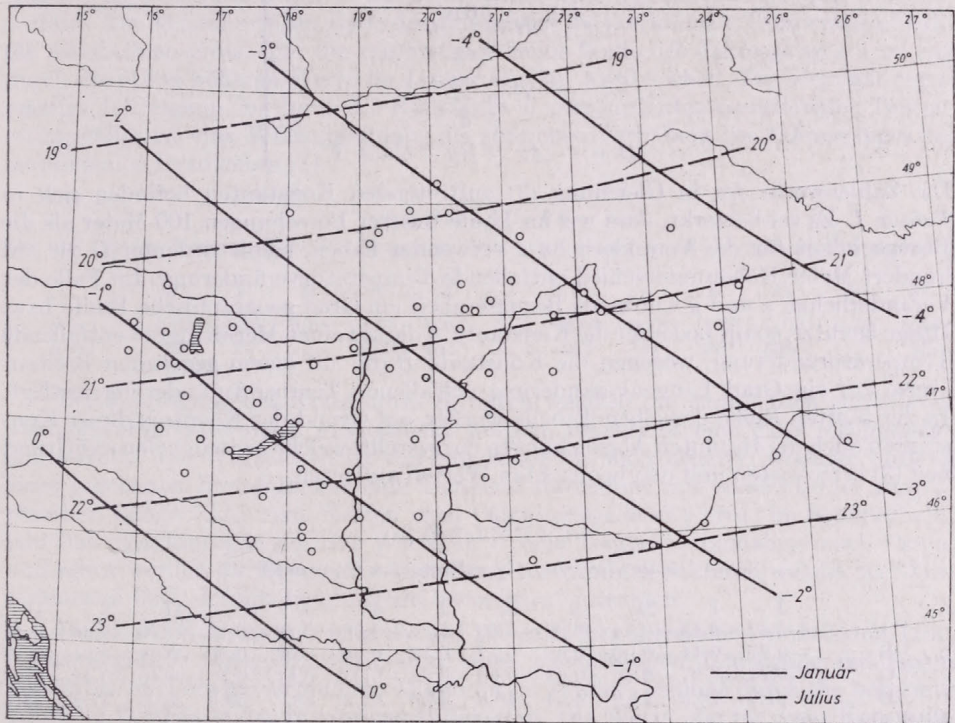


Abb. 1. Stationsnetz und das System der Januar- und Juli-Isothermen für das Niveau $z = 0$.

lichen Durchschnittstemperaturen an 68 Beobachtungsstellen berücksichtigt, die Verteilung derselben wird an *Abb. 1* dargestellt. Die Durchschnittstemperaturen beziehen sich auf folgende Grundperioden: bei den ungarischen und tschechoslowakischen Beobachtungen 1901–1950, bei den rumänischen Beobachtungen 1896–1955, bei den österreichischen Beobachtungen 1901–1960, bei den Beobachtungen aus Karpaten-Ukranien 1901–1940.

Die Bestimmung der in der Gleichung (3) auftretenden Konstanten wurde auf Grund der auf die Veränderlichen sich beziehenden partiellen Korrelationskoeffizienten r ausgeführt. Als der erste Schritt dieser Arbeit wurden auf Grund des nachfolgenden Gleichungssystems

$$\begin{aligned} r_{x,T} &= r_{x,x}a + r_{x,y}b + r_{x,z}c \\ r_{y,T} &= r_{y,x}a + r_{y,y}b + r_{y,z}c \\ r_{z,T} &= r_{z,x}a + r_{z,y}b + r_{z,z}c \end{aligned} \quad (4)$$

die Gewichtungsfaktoren a , b und c bestimmt, dann wurden unter Berücksichtigung der selben und in Kenntnis der arithmetischen Mittelwerte der Grössen T , x , y und z sowie der Streuungen derselben Grössen

$$\sigma_T, \sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$$

die folgenden Zusammenhänge zur Bestimmung der in Gleichung (3) auftretenden Konstanten verwendet:

$$\left. \begin{aligned} A &= \frac{\sigma_T}{\sigma_x} a \\ B &= \frac{\sigma_T}{\sigma_y} b \\ C &= \frac{\sigma_T}{\sigma_z} c \end{aligned} \right\} (5)$$

$$D = -A\bar{x} - B\bar{y} - C\bar{z} + \bar{T}$$

Die Zahlenwerte der in Gleichung (3) auftretenden Konstanten befinden sich in *Tabelle I*. Es sei bemerkt, dass wir im Laufe unserer Berechnungen 100 Meter als die Bezugseinheit für die Veränderliche z verwendet haben, somit bedeutet C die auf hundert Meter Höhenunterschied entfallende Temperaturveränderung. Im Falle der Veränderlichen x und y wurde als Bezugseinheit ein Grad geographische Breite bzw. Länge benutzt, somit bedeutet die Konstante A die auf einen Meridiangrad entfallende Temperaturänderung, wogegen die Konstante B die auf einem gegebenen Breitenkreise auf ein Grad Längenveränderung entfallende Temperaturänderung festlegt. In der fünften Reihe derselben Tabelle wurden auf Grund der Kenntnis dieser Konstanten auch die absoluten Abweichungen dargestellt, welche zwischen den auf Grund von (3) errechneten und den beobachteten Werten auftreten.

TABELLE I.

Die in Gleichung (3) auftretenden Konstanten

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
A	-0.60	-0.45	-0.74	-0.82	-0.69	-0.77	-0.90	-0.86	-0.80	-0.76	-0.66	-0.41
B	-0.27	-0.14	-0.06	-0.08	0.12	0.12	0.09	0.09	0.06	0.04	-0.04	-0.17
C	-0.24	-0.37	-0.56	-0.63	-0.66	-0.65	-0.63	-0.61	-0.55	-0.46	-0.42	-0.31
D	31.9	24.3	41.9	48.4	46.8	53.6	62.3	59.7	53.3	46.2	37.2	23.4
Mittl. abs.												
Abweichung	± 0.41	0.37	0.31	0.41	0.43	0.44	0.52	0.49	0.46	0.38	0.36	0.35

Auf Grund der Kenntnis dieser Konstanten sind wir in der Lage, noch weitere Parameter abzuleiten, welche charakteristisch für die Gesetzmässigkeit der geographischen Verteilung der Temperaturen sind. Unter diesen sind am wichtigsten die Richtung und die Grösse des Temperaturgradienten im Meeresniveau ($z = 0$). Aus elementaren trigonometrischen Zusammenhängen ergibt sich (nachdem A und B die auf ein Grad Breitenänderung bzw. auf ein Grad Längenänderung sich beziehenden Temperaturveränderungen bedeuten), dass entlang eines gegebenen Breitenkreises φ die Richtung des Gradienten, welche durch den mit der nördlichen Richtung eingeschlossenen Winkel α gegeben ist, durch folgenden Zusammenhang charakterisiert wird, indem der Gradient in der Richtung der Temperaturabnahme gerechnet wird:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{B}{A \cdot \cos \varphi} \quad (6)$$

Den auf die Längeneinheit 100 m sich beziehenden Gradienten haben wir unter der

Voraussetzung bestimmt, dass der in der Mitte des untersuchten Gebietes sich befindende Breitenkreis $\varphi = 47,5^\circ$ in Betracht gezogen wurde:

$$\gamma [\text{C}^\circ/100 \text{ km}] = \frac{0.9 A}{\cos \alpha} \quad (7)$$

Die Werte α und γ sind nach monatlicher Aufteilung in der *Tabelle II* angegeben.

Diese Tabellen enthalten die folgenden Gesetzmässigkeiten. Die meridionale Temperaturabnahme besitzt im Karpatenbecken ihren höchsten Wert in Juli und August, zu welcher Zeit auf 1° Breitenzunahme eine Temperaturabnahme von $0,9^\circ$ entfällt. Am Anfang und am Ende des Winters ist die meridionale Temperaturabnahme nur halb so gross, und die regelmässige Sinus-Welle des Jahresganges wird nur durch die etwas höheren Werte im Januar und im April gestört. Der ziemlich regelmässige Jahresgang des durch die Konstante A ausgedrückten meridionalen Temperaturgefälles ist eine Widerspiegelung des ähnlichen Verhaltens des Jahresganges des meridionalen Gradienten [3].

TABELLE II.

Der auf 100 km bezogene Wert des Temperaturgradienten γ und der Richtungswinkel α desselben

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
$\gamma =$	0.65	0.45	0.68	0.75	0.64	0.72	0.82	0.78	0.72	0.69	0.60	0.44
$\alpha =$	34°	25°	7°	352°	345°	347°	352°	351°	354°	355°	5°	32°

Der Jahresgang des Konstanten B , durch welchen die west-östlich gerichteten Temperaturveränderungen ausgedrückt werden, beschreibt eine ganz regelmässige Sinus-Welle. Das Vorzeichen ist von November bis März negativ, wodurch entlang eines gegebenen Breitenkreises eine Temperaturabnahme mit zunehmender geographischer Länge (d.h. vom Westen nach Osten) ausgedrückt wird; im Sommerhalbjahr hat man hingegen positive Werte, d. h. eine Temperaturzunahme nach Osten, und somit werden die Temperaturverteilungen reproduziert, durch welche der Wintermonsun bzw. der Sommermonsun hervorgerufen werden.

Durch die Konstante C wird die auf 100 m Höhenunterschied entfallende Temperaturabnahme angegeben. Sie besitzt einen regelmässigen Jahresgang mit einem Maximum im Vorsommer und ein Minimum im Winter, bedingt durch die bekannte jährliche Verteilung der Inversionshäufigkeiten. Die Werte, die für diese Konstante gefunden wurden, sind indessen gänzlich übereinstimmend mit den vertikalen Temperaturgradienten, die früher schon für das Gebiet von Ungarn abgeleitet wurden [4]. Die Konstante D bildet nur ein Rechenergebnis, dem keine physikalische Bedeutung zukommt.

Nach der Bestimmung der absoluten Abweichungen zwischen den berechneten und den beobachteten Werten konnte es festgestellt werden, dass die Genauigkeit der Annäherung in den verschiedenen Monaten zwischen $0,3$ und $0,5^\circ$ liegt, womit es erwiesen wurde, dass durch die abgeleiteten Formeln eine *erforderlich genaue* Beschreibung der geographischen Verteilung der durchschnittlichen Temperatur für das untersuchte Gebiet geboten wird.

Durch eine Analyse der *Tabelle II*, in welcher die Grössen und Richtungen des Gradienten enthalten sind, welche auf Grund der Formeln (6) und (7) bestimmt wurden, kann es festgestellt werden, dass die Grösse des Gradienten sich parallel zu den Werten des Konstanten A ändert, wodurch die Dominanz des zonalen Charakters der Temperaturverteilung zum Ausdrucke gebracht wird. Im Einklange mit dem Vorzeichenwechsel der Konstanten B weicht die Richtung des Gradienten von November bis März von der nördlichen Richtung nach dem Osten zu ab, von April bis Oktober

hingegen besteht eine Richtungsverschiebung nach dem Westen zu. Die grösste östliche Abweichung erfolgt im Januar und im Dezember, die grösste westliche Abweichung in Mai und Juni. Die winterliche Ablenkung nach Osten ist stärker als die vor-sommerliche Ablenkung nach Westen, wodurch es erwiesen wird, dass die winterliche Kontinentalität stärker ausgeprägt ist als die sommerliche Ozeanität (*Siehe Abb. 1*).

Der Winkel, der zwischen den Gradienten und der nördlichen Himmelsrichtung besteht, ist gleich dem Winkel, den die Isothermen für das Niveau $z = 0$ mit den Breitenkreisen einschliessen. Die Grösse dieses Winkels ist offenbar proportional dem Gewichte der ozeanischen bzw. kontinentalen Einflüssen, welche in der Temperaturverteilung ihre Widerspiegelung finden. Falls die Isothermen parallel zu den Breitenkreisen verlaufen, so entspricht die Temperaturverteilung dem *solaren Klima*, und die im Verlauf der Isothermen erkennbare meridionale Komponente deutet eine Überlagerung des *ozeanisch-kontinentalen* Einflusses an. Der letztere ist, wie dies aus der Grösse des Ablenkungswinkels hervorgeht, im Laufe des ganzen Jahres von viel geringerer Bedeutung als der solare Einfluss, seine Maxima treten im Hochwinter und im Vorsommer auf.

Auf Grund der Gleichung (3) kann der zur Charakterisierung der *thermischen Kontinentalität* dienende Wert der durchschnittlichen Jahresamplitude der Temperatur (I) abgeleitet werden, der nichts weiter ist, als die Differenz

$$T_{jul.} - T_{jan.}$$

Nach der Substitution der entsprechenden Konstanten erhält man:

$$I = -0,30x + 0,36y - 0,39z + 30,4 \quad (8)$$

wonach die thermische Kontinentalität im Raume des Karpatenbeckens proportional zu der geographischen Länge, umgekehrt proportional zu der geographischen Breite und zu der Seehöhe ist.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass durch die mathematische Untersuchung der Verteilung der Durchschnittstemperaturen über irgendwelchem grösseren geographischen Gebiete die Möglichkeit geboten wird, zahlreiche quantitative Feststellungen zu machen, durch welche ein mehr klarer Überblick der Rolle der klimabestimmenden physikalischen und geographischen Faktoren erlangt werden kann. Dabei gewährt die mathematische Beschreibung des Feldes die Möglichkeit für die Ausführung einer objektiven Interpolation der Angaben, was bei dem Entwurf klimatologischer Karten von Bedeutung ist.

SCHRIFTTUM

- [1] *Anderkó, A.*: A csapadékeloszlás törvényei Magyarországon (Gesetzmässigkeiten der Niederschlagsverteilung in Ungarn) 1900, pp. 129—147.
- [2] *Smagorinsky, J.*: Numerical Simulation Models and Climatology (Modellen der numerischen Simulation und die Klimatologie). Ein Vortrag an der Sitzung des Klimatologischen Ausschusses der Meteorologischen Weltorganisation, Genf, 1969.
- [3] *M. I. Budiko* (red.): Atlas teplovovo balansa zemnovo shara (Wärmehaushaltsatlas des Erdballs), Moskau, 1963.
- [4] *Bacsó, N.*: Magyarország éghajlata (Das Klima von Ungarn). Budapest, Akadémiai Kiadó, 1959, p. 169.

Lee hullámok hosszának számítása és összehasonlítása a műholdak felhőképeiről vett hullámhosszal

AMBRÓZY PÁL, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

Вычисление длины подветренных волн и сопоставление полученных величин с длинами волн, определенным по снимкам, сделанным искусственными спутниками. Снимки облаков, получаемые метеорологическими искусственными спутниками, позволяют анализировать ряд стоячих облаков, образующихся на подветренной стороне гор. Определяемые таким образом длины волн могут сопоставляться с длинами волн, вычисленными с использованием различных моделей. В настоящей работе поле подветренных волн, образовавшееся 3 февраля 1969 г. в районе Северовосточных Карпат, дается результаты вычислений с помощью различных моделей, а затем дается сопоставление с волнами, наблюдаемыми искусственным спутником ESSA 8. При этом оказывается, что длины волн, вычисленные по более простым моделям, приблизительно в два раза меньше действительных величин, в то время как более общий метод [5] дал возможность получить правильные величины длины волн.

*

A hegyek szélárnyékos (lee) oldalán keletkező, a hegy gerincével párhuzamosan futó hullámok szerkezetű felhősorok tanulmányozása igen régi keletű. A feladat első matematikai megfogalmazása — igaz nem a levegőre, hanem akadály fölött áramló vízre vonatkozóan — *Rayleigh* és *Kelvin* nevéhez fűződik.

Fél évszázaddal később, a 30-as évek végén magas szintre fejlesztett vitorlázórepülés újra felhívta a figyelmet a lee hullámokra, s ennek nyomán derült ki, hogy kedvező feltételek mellett a hegyektől néhány száz km-re is kimutatható a légáramlás hullámos szerkezete. Ezt követően *Lyra*, *Queney*, *Scorer* és mások elméleti vizsgálatai a mechanizmus pontos leírására irányultak. Azonban egészen az elmúlt évekig viszonylag kevés olyan tanulmányt találunk, amelyben valóságos eseteket számítás és mérés útján egyaránt részletesen analizáltak volna. E feladat elvégzése elől fokozatosan elhárulnak az akadályok, hiszen mind a bonyolultabb számítások, mind a pontos megfigyelés lehetősége (elektronikus számológép ill. meteorológiai műholdak felhőképei, úszóballon követése radarral stb.) adva van.

Jelen dolgozatban egy esettanulmányon keresztül megvizsgáljuk néhány lee-hullám számítási modell alkalmazhatóságát, összevetve a számítási eredményeket műholdas fényképfelvételeken található hullámokkal.

Számítási módszerek

A hegyek áramlásmódosító hatása nagymértékben függ a hegy alakjától. Mellőzve a finomabb osztályozást (magasság, tagoltság stb. szerint), első közelítésben két csoportra oszthatók az akadályok:

- izolált hegy; ebben az esetben a hegyet oldalról és felülről megkerülő áramvonalak modell-szerű leírása csak háromdimenziós megközelítéssel lehetséges;
- vonalszerű hegy, melynél általában feltételezik, hogy a hegyvonalat végtelen hosszú (tehát körülölelés nincs), és az áramlás iránya erre merőleges; ekkor a síkbeli vizsgálat is elegendő.

Esettanulmányunkban az Északkeleti-Kárpátok viszonylag hosszú egyenes szakasza környezetében kialakult hullámrendszereket vizsgáljuk, ezért a b)-ban említett feltételezéssel élve csak kétdimenziós áramlási modelleket alkalmaztunk, s ezért a térbeli feladattal most nem foglalkozunk.

Az alább felsorolandó modellek mindegyikénél a szerzők számos, fizikailag megalapozott egyszerűsítéssel éltek. Így feltételezik, hogy az áramlás stacionárius, adia-

batikus, viszkozitásmentes, lamináris és a Coriolis paraméter változása elhanyagolható. További általánosan elfogadott egyszerűsítés az, hogy az akadály okozta háborgások nagyságrendje lényegesen kisebb az alapáramlásénál, azaz a hidro-termodynamikai egyenletekben linearizálás hajtható végre.

A leveztés mellőzésével a fenti egyszerűsítések után kapott, x, z síkra vonatkozó alapegyenletet

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + \alpha W = 0 \quad (1)$$

alakban írhatjuk, ahol

$$W = w \exp \left\{ -\frac{g - Rg}{2RT} z \right\},$$

továbbá w az akadály következtében létrejött vertikális sebesség, α pedig a két legfontosabb paraméternek, a horizontális szélességnek és a hőmérsékletnek függőleges menti változását tartalmazza:

$$\alpha = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{U^2 \bar{T}} - \frac{1}{U} \frac{d^2 U}{dz^2} + \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{\bar{T}} - \frac{g}{\kappa R \bar{T}} \right) \frac{1}{U} \frac{dU}{dz} - \frac{2}{\kappa R \bar{T}} \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 - \left(\frac{g - Rg}{2 R \bar{T}} \right)^2 \quad (2)$$

ahol γ_a és γ a szárazdiabatikus ill. tényleges hőmérsékleti gradiens, U a háborítatlan áramlás sebessége, \bar{T} a légréteg középhőmérséklete, x az állandó nyomáson és állandó térfogaton vett fajhő hányadosa, R a levegő gázállandója, g a nehézségi gyorsulás.

Az (1) egyenlet képezi a legtöbb modell kiindulási formuláját, s lényegében az egyes módszerek abban különböznek egymástól, hogy milyen mértékű engedményeket tesznek az igen bonyolult α függvény megközelítésére, és ennek folyamányaként milyen matematikai eljárást követnek. Anélkül, hogy a vizsgálatunkban kipróbált modellek leveztését közölnénk, csak a felhasznált munkaformulák interpretálásával foglalkozunk.

1. Homogén áramlási mezejű és állandó hőmérsékleti gradiensű légkör.

Az α függvény az egész légkörben állandó, értékét a mindenütt ugyanakkora U horizontális szélesség és a szintén állandó hőmérsékleti gradiens adja meg:

$$\alpha = \frac{\gamma_a - \gamma}{\bar{T}} - \frac{g}{U^2} - \frac{1}{4} \left(\frac{g/R - \gamma}{\bar{T}} \right)^2 \quad (3)$$

Említésre érdemes, hogy az akadály nagysága és formája nem szerepel az egyenletben. Ennek nyilvánvaló oka az, hogy az egyensúlyából kimozdított légrézecske nyugalmi állapot körüli lengésideje — akárcsak egy ingáé — nem függ a kimozdítást okozó külső erőttől. Természetesen, az amplitudóra ez nem vonatkozik. A lengőmozgást végző légrézecske persze nem fog egy függőlegesen egyenes mentén mozogni, hiszen az U sebességgel áramló levegő „magával viszi”, és így alakul ki a hullámmozgás. Az elmondottakból az is következik, hogy $\gamma > \gamma_a$ esetén (instabilitás) nem keletkeznek hullámok.

A (3) jobboldalának második tagja lényegesen kisebb, mint az első, ezért rendszerint elhagyják. Az

$$\alpha = D^2 = \frac{\gamma_a - \gamma}{\bar{T}} - \frac{g}{U^2} \quad (4)$$

mennyiséget (Froude szám) elterjedten használják a hidromechanikában, mint az áramlási mező egyik karakterisztikáját. Itt említjük meg, hogy U függőleges menti, tetszőleges eloszlása esetén α -ra az alábbi közelítő formulát használják:

$$\alpha = l^2 = \frac{\gamma_a - \gamma}{T} \frac{g}{U^2} - \frac{1}{U} \frac{d^2 U}{dz^2} \quad (5)$$

l^2 az ún. Scorer-paraméter. A (4) feltételezéssel az L hullámhosszra az

$$L = 2\pi U \sqrt{\frac{T}{g(\gamma_a - \gamma)}} \quad (6)$$

egyenletet kapjuk.

2. Az l^2 paraméter a függőleges mentén exponenciálisan változik (Palm és Foldvik [1])

A hőmérséklet és szélesebbég vertikális eloszlásából számított l^2 görbe egy exponenciális görbével közelíthető:

$$l^2 = l_0^2 \cdot e^{-2cz} \quad (7)$$

ahol l_0 az l értéke a talaj közelében, c a számítás során megállapítható konstans.

Foldvik [2] a gyakorlati számítások egyszerűsítése céljából görbesereget szerkesztett, melynek segítségével a hullámhossz meghatározható.

Ugyanebbe a csoportba sorolható Döös [3] modellje is, melyben $\alpha = \alpha_0 e^{-\lambda z} + \alpha_1$ Itt α_0 , α_1 és λ meghatározható konstansok.

3. Tetszés szerinti hőmérséklet- és széleloszlás a függőleges mentén.

Az (1) egyenlet megoldása ez esetben véges különbségi módszerrel történik, miközben α értéke a függőleges mentén tetszőlegesen változhat. Ilyen modellt többek között Sawyer [4] és Pekelisz [5] szerkesztett. Minthogy számításokat az utóbbival végeztünk, ezért csak erre térünk ki. Pekelisz feltételezi, hogy az áramvonalak az akadály előtt elég nagy távolságban egybeesnek a háborítatlan áramlás vonalaival, felülről pedig a légkört merev fal határolja. Az akadály formája tetszés szerinti lehet. A számítás során a korlátozó feltételek miatt esetleg fellépő igen hosszú hullámokat (> 50 km) ki kell szűrni. Az áramvonalak kiszámításához az U és T háborítatlan (hegy előtti) értékeinek ismerete szükséges. Ezekből előállítható az α paraméter, melynek vertikális eloszlása szabja meg a kialakuló hullámok hosszát. Erős stabilitás és gyenge szél (nagy α értékek) esetén a lee hullámok rövidek, nagyobb γ és U értékek-nél (α kicsi) a hullámok hosszabbak. A megrajzolt áramvonalak alapján a hullámmező analizálható, kimérhető a hullámok hossza és amplitudója a hegy lee oldalán. Pekelisz a módszerében az alapegyenletek fizikai lényegét nem változtatta meg, hanem numerikus integrálásra, és ezzel a tényleges légköri viszonyoknak az egyenletekbe történő beépítésére alkalmassá tette.

Az e pontba tartozó módszerek a számítások terjedelmessége miatt számítógépes feldolgozást igényelnek. Az egyszerűbb módszerekéhez viszonyítva jelentős többletmunka azonban megtérül, mert a tényleges hőmérsékleti és széleloszlás alapján, ráadásul nem idealizált profilú hegy esetén végzett számítás részletekben gazdagabb eredményt nyújt.

Mérési módszerek

A lee hullámok felderítésének egyik legkézenfekvőbb, de közvetett módja a hullámmezőben kialakuló felhősorok vizsgálata. Nyilvánvaló, hogy ha a feláramlás a hullámok taréjában kicsiny, vagy a levegő nedvességtartalma kevés, kiesnek a vizsgálatból azok az esetek, amikor nem képződik felhőzet.

Hasonlóképpen, ha az észlelési hely és a hullámfelhők szintje között más felhőréteg is van, a hullámtér felderítése nehézségekbe ütközik. Talajról végzett felhőmegfigyelés esetén nehézkesebb a felhősorok közötti távolság pontos meghatározása is. Ez utóbbi problémát sikerült megkerülni a meteorológiai mesterséges holdak felhőfényképeinek felhasználásával. A 2–3 km felbontóképességű televíziós kamerákkal készített képeken 5–6 km-nél hosszabb hullámok már elég jól analizálhatók. A *Tünczer* [6] által szerkesztett diagram segítségével a felhőkép bármely részén meghatározható a sorok közötti átlagos távolság, azaz a hullámhossz. Természetesen, az amplitudóra ezekből a megfigyelésekből alig lehet következtetni.

Pontosabb, de egyúttal költségesebb a hullámterek közvetlen mérése vitorlázó, vagy motoros repülőgépek segítségével. A hullámok elhelyezkedésén kívül ekkor az amplitúdó, ill. a vertikális sebesség is kimérhető, s ehhez a felhők jelenléte sem feltétlenül szükséges. A harmincas években főleg vitorlázó repülőekkel, azóta motoros gépekkel számtalan mérést végeztek.

A hullám-mérések harmadik csoportjába a kiegyensúlyozott ballonos megfigyelések tartoznak. Hazánkban *Béll* [7] irányításával 1959-ben folytak a Balatonfelvidék térségében ilyen vizsgálatok. A ballonkövetés teodolittal történt. *Reynolds, Lamberth* és *Wurtele* [8] az Egyesült Államokban radarral követték két szintben úszó ballonokat, így a hullámok vertikális menti eloszlásáról is képet nyertek.

Az 1969. febr. 3-i időjárási helyzet analízise

E napon az Északkeleti Kárpátok külső oldalán az ESSA 8 meteorológiai mesterséges hold 9^h 23 perckor (közép-európai idő) jól kivehető hullámfelhőrendszeret regisztrált (1. ábra). A felhősávok a hegygerinccel párhuzamosan futnak, s az eredeti fotón kb. 10 sáv jól megfigyelhető. A felhősávok egymástól átlagosan 19–20 km-re futnak. A sávok szélességét az áramlás irányára merőlegesen elég nehéz meghatározni, mert a tiszta hullámmező szélein másfajta felhőzet is megfigyelhető. Mindenesetre, egy 150–200 km széles zóna csak hullámfelhőket tartalmaz. Említésre méltó, hogy ugyanezen a felhőfényképen még egy hullámmező látható, mégpedig a Dinári Alpok fölött. A február 3. 00 és 12^h GMT-s időjárási térképek szerint egy Dánia fölötti ciklon áramlásrendszere uralta Közép-Európát. A Kárpátok környékén az egész troposzférára kiterjedő erős délnyugati áramlás volt megfigyelhető, maga a vizsgált lemező a ciklon meleg szektorába esett.

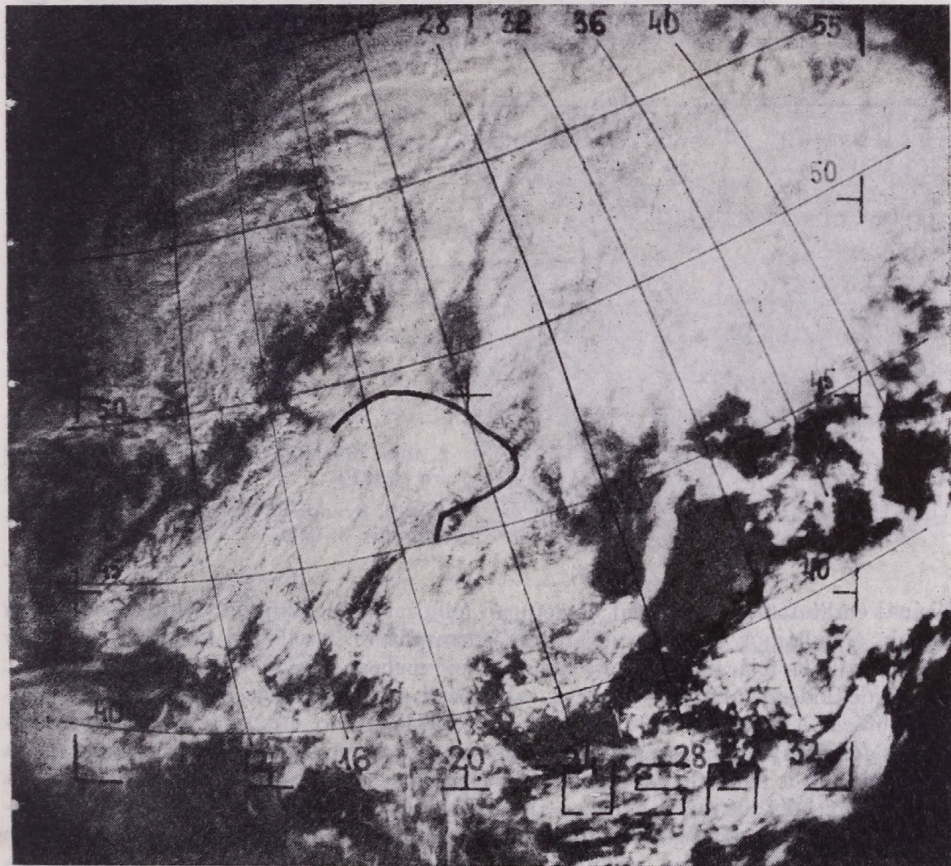
Tekintettel arra, hogy a számítási módszerek mindegyike feltételezi az áramlás stacionárius voltát, megvizsgáltuk, hogy 00 és 12^h között — a felhőmegfigyelést megelőző és követő fő terminusok között — történt-e lényeges változás a termobárikus mezőben.

A ciklon középpontja az említett időszakban lassan kelet felé helyeződött, és kismértékű töltődés kezdődött, de egyik körülmény sem módosította észrevehetően a Kárpát-medence fölötti szélmezőt. A topográfia térképeken nem látható jelentős hőmérsékleti advekcio. Csupán az időszak végén, s a terület északi részén (Lemberg környéke) kezdődött az alsó 3 km-ben hőmérséklet-csökkenés a hidegfront hatására.

Az alapvető meteorológiai elemek vertikális szerkezetének analizálásához a hegygerinc délnyugati oldalán fekvő Ungvár és a Kárpátok külső oldalán levő Lemberg magaslévköri megfigyeléseit használtuk fel. E két állomást összekötő egyenes merőleges a hegyvonulatra. Bár ez a vonal már kiesik a felhőképen jól analizálható felhősávok zónájából, az itt regisztrált értékeket a termobárikus mező e térségben tapasztalható homogén eloszlása miatt az Északkeleti- és Keleti-Kárpátok környékére érvényesnek vehetjük.

Ungváron 3-án éjfélkor a szélesebbség a talajtól 300 mb-ig erősen nőtt (32 m/sec-

ig), fölötté csökkent. Az áramlás iránya az egész troposzférában $20-30^\circ$ -nál kevesebbel tért el a hegygerincre húzott merőlegestől. 12^h -ra a felső troposzférában még tovább nőtt a szélesség. A vertikális hőmérsékleti gradiens az alsó 5 km-es rétegben $0,6^\circ/100$ m-t tett ki, e fölött a tropopauzáig $0,7-0,8^\circ/100$ m volt. Mindezek az értékek kielégítik azokat a tapasztalat útján felállított követelményeket, amelyeknek a leehullám képződéskor teljesülniök kell. Ezek az alábbiak:



1. ábra. ESSA 8 felhőfénykép, 1969. február 3. 8 óra 13 perc (GMT)

Fig. 1. Cloud picture obtained from ESSA 8, on 0813 GMT, February 3, 1969.

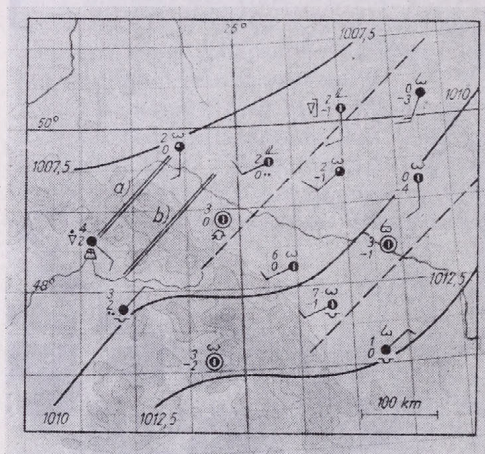
- a) az áramlás az akadályra merőleges,
- b) a szélesség a magassággal nő és nagy értéket ér el,
- c) a légkör stabilis egyensúlyi állapotban van.

Bár a nedvességviszonyok nem játszanak lényeges szerepet a leehullámok kialakulásában, annál fontosabbak „láthatóvá válásukban”. Ungvár környezetében éjféltkor $2-3^\circ$ -os harmatpont depressziókat mértek az alsó és közép troposzférában. 12^h -ra némileg nőtt a nedvességtartalom.

Lemberg fölött 00^h -kor a szélirány még nem állt be teljesen a hegyvonulatra merőleges irányba. 700 mb-on pl. 60° -nyira eltért a hegyre merőleges egyenestől. A le-

vegő viszonylag száraz volt, a talajközeli 1 km-es rétegtől eltekintve 7–9°-os harmatpont-depressziók voltak egészen 500 mb-ig. Az itt elhelyezkedő izoterm réteg fölött nedvesebb volt a levegő. 12^h-ra — a lee hullámok szempontjából ez a fontosabb — az alsó 3 km-es rétegben 2–5°-os hőmérsékletcsökkenés következett be, a harmatpont pedig emelkedett, így 600 mb-ig 1°-on aluli harmatpont-depressziós értékek találhatóak. A szélirány szinte teljesen merőleges a Kárpátokra, a sebesség vertikális eloszlása az ungvárihoz hasonló, 42 m/sec-os maximummal 300 mb-on.

A levegő vízgőztartalmának telítéshez közeli értéke lehetővé tette, hogy a hullámok taréjában létrejöjjön a kondenzáció, sőt mint a fejezet elején a felhőkép analizá-



2. ábra. Időjárási helyzet, 1969. február 3, 09 óra (GMT)

Fig. 2. Synoptical situation at 0900 GMT, February 3, 1969

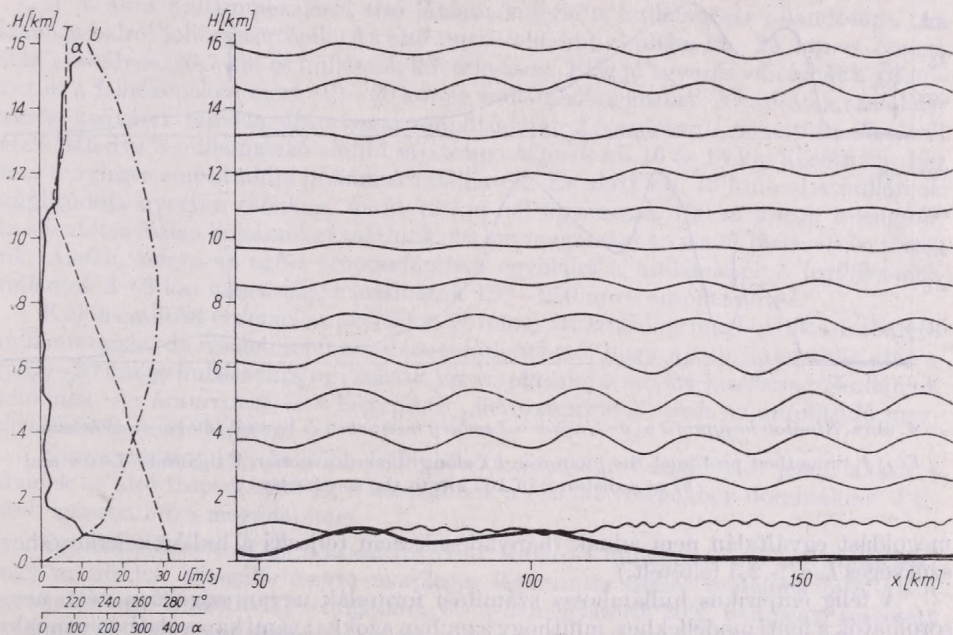
lásánál említettük, helyenként összefüggő felhőzet is kialakuljon. Mint később látni fogjuk, a hullámok számítás útján kapott amplitúdója valóban lehetővé tesz olyan nagy vertikális feláramlást, hogy kondenzáció mehessen végbe.

Érdeklődésre tarthat számot a talajközeli és a műholdas megfigyelések összehasonlítása. A 2. ábrán 1969. február 3-án 09^h-kor mért adatokat közöljük. A műholdas felhőfénykép a térképen húzott két szaggatott vonal közötti területen mutatja legtisztábban a lee hullámfelhőket. (Az Ungvár–Lemberg vonalban a hullámok a több rétegű felhőzet miatt nehezen analizálhatók.) Mint látható, e területen a talajmenti állomások egységesen közép magas, padokban elhelyezkedő felhőzetet, Ac translucidust (feltehetően undulatus), jelentettek. A felhők pontos magasságára vonatkozóan sem a szinoptikus táviratokból, sem a felhőfénykép alapján nem lehet következtetni. Hasonlóképpen a felhősorok helyzetének időbeli változatlanóságát nem lehet a rendelkezésre álló adatokból bizonyítani. A szinoptikus állomáshálózat viszonylagos ritkasága azt sem engedi meg, hogy az összfelhőzet területi eloszlása alapján kísérletet tegyünk a felhősorok helyének felderítésére. Az mindenesetre igaz, hogy a talajmenti állomások egész nap észlelték az Ac felhőket.

Megemlítjük, hogy a vizsgált időszak folyamán a Kárpátok keleti lábánál fekvő állomások szélsőségesek voltak. 5 m/sec-ot meghaladó átlagszél a Kárpátok gerincétől csak 200 km-re és e vonaltól északkeletre található. Részletesebb lokális vizsgálatokat követelne annak kiderítése, hogy a szélsőséges zónában levő Csernovci (33658) és Botosani (15020) szinoptikus állomásokon főn hatására alakult-e ki a környezetnél 3–6°-kal magasabb hőmérséklet.

A hullámhossz számítása

Feltételezve, hogy a hegyvonulat előtti levegő állapotát az ungvári magaslégköri megfigyelési adatok kellő pontossággal jellemzik, ezeket használtuk fel a modellekben a lee hullámok kiszámítására. Eldöntendő még, hogy mely időpont adatai a legalkalmasabbak. Ha szigorúan alkalmazzuk a folyamatok stacionáriuságának az elvét, a hegy előtti légköri feltételeknek nem szabadna változniuk az idő folyamán. Gyakorlati szempontból azonban élhetünk azzal az engedménnyel, hogy ne következzen be lényeges változás az alapvető légköri paraméterek (U , T , α) értékében addig, míg egy légrézecske a hegy előtti háborítatlan áramlású helyről el nem jut a lee hullámmező



3. ábra. U , T és α függőleges eloszlása a Kárpátok luv oldalán, valamint a 4. b. ábra szerinti metszetre számított lee oldali áramvonalmező.

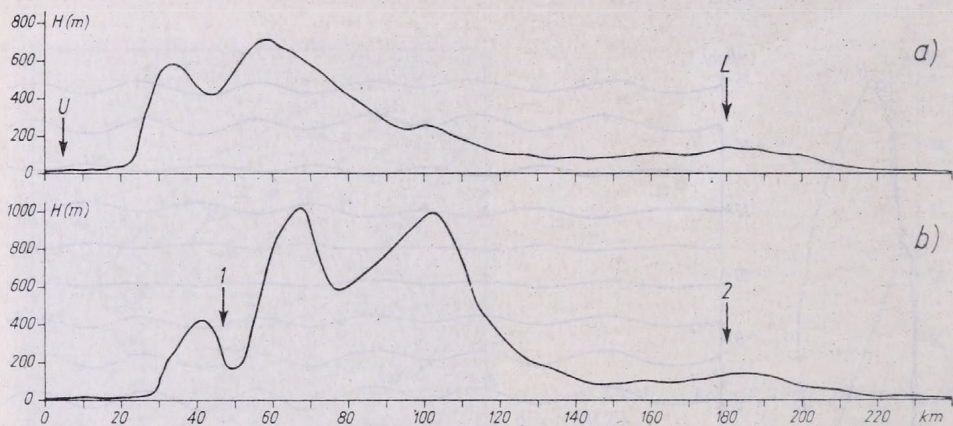
Fig. 3. Vertical distribution of the quantities U , T and α on the windward slopes of the Carpathian mountains and the streamline-field on the lee of the mountain along the cross-section of Fig. 4. b

vizsgált szakaszának a végéig. Tekintettel arra, hogy Ungvár térségében febr. 3-án 00 és 12 óra között nem történt lényeges változás az áramlási mezőben, továbbá az adott szélsőségek mellett a légrézecskek az Ungvár–Lemberg közötti 180 km-es távolságot kb. 3–5 óra alatt megtehtették, feltételezzük, hogy az áramlási mező az említett időszakban kvázistacionárius, és a számításoknál a 00 órás mérési adatok összevethetők a hegy mögött 9 órakor megfigyelt hullámokkal. Egy korábbi kísérletünkben [9] igazolódott már a fenti feltétel helyessége: az advekciónak idő figyelembevételével a számítási és mérési eredmények jobb összhangban voltak, mint anélkül.

A háborítatlan áramlásban U és T , valamint az α paraméter függőleges menti eloszlását a 3. ábra baloldalán mutatjuk be. Itt α a (2) definícióban adott mennyiségtől csak annyiban tér el, hogy egy alkalmasan választott hosszúság egységgel szorozva dimenzió nélküli számmá vált.

E paraméterek segítségével az L hullámhossz (6) szerinti kiszámításához $U = 20$ m/sec közepes szélsébséget, $\gamma = 0,66^\circ/100$ m vertikális hőmérsékleti gradienst és $T = 247^\circ$ átlag hőmérsékletet véve, L -re 11 km adódik, tehát lényegesen rövidebb a számított hullámhossz, mint a felhőkép alapján mért érték (19–20 km).

A *Palm* és *Foldvik* által javasolt módszer megkívánja, hogy α vagy l^2 függélyes menti csökkenése exponenciális legyen. Esetünkben α kezdeti gyors esökkenése (0–2 km között) után e mennyiség az egész troposzférában majdnem állandó, így a valóságos görbe exponenciális függvényvel való közelítése nehézkes és pontatlan. A [2]-ben adott módszer szerint olyan l_0 és c értékeket kapunk (0,88 és 0,41), amelyek hullám-



4. ábra. Simított hegyprofil a) az Ungvár—Lemberg metszeten és b) ettől 100 km-re délkeletre.

Fig. 4. Smoothed profile of the mountain a) along the cross-section Uzhgorod—Lwów and b) at a distance of 100 km to the south-east

megoldást egyáltalán nem adnak (hányadosuk nem teljesíti a hullámkeletkezéshez szükséges $l_0/c > 2,5$ feltételt.)

A félig empirikus hullámhossz számítási formulák ugyan szigorúan véve nem sorolhatók a fenti modellekhez, minthogy azonban azokkal némi kapcsolatban vannak, így közülünk néhányat. *Dorodnyicün* (lásd pl. [10]-ben) szerint $L = 2\sqrt{U}$; *Alaka* [11] szerint $L = \frac{1}{2}U$; *Corby* [12] pedig statisztikai alapon L [km] = 0,585 U [m/sec] – 2,8 összefüggésre jutott. Mindhárom módszer szerint esetünkben 10–12 km-es hullámok adódnak.

Részletesebb kifejtést érdemel a *Pekelisz* módszerével végzett hullámhossz-számítás. A kiindulási paramétereket a talajtól 16 km magasságig 400 m-es lépcsőkben adtuk meg. Feltételezzük, hogy ezek háborítatlan értékek, s a hegy szélfelőli oldalán nagy távolságokig érvényesek. Az áramlás útjában álló akadályt – az Északkeleti-Kárpátok keresztmetszetét – az Ungvárt és Lemberget összekötő egyenes mentén a 4/a. ábrán mutatjuk be. A számítás erre a metszetre, valamint az ezzel párhuzamosan, kb. 100 km-rel délkeletre futó profilra (4/b. ábra) a Szovjetunió Hidrometeorológiai Központjának számítógépén készült el. A 2. ábrán e metszetek helyét kettős vonallal jelöltük. A 3. ábra jobboldalán a b) metszetre meghatározott áramvonalmezőt közöljük. A számítás 1,5 km-es horizontális ráctávolság mellett történt. Az ábrán a hullámternek csak azt a szakaszát mutatjuk be, amely a 4/b. ábrának 1 és 2-vel jelölt nyila közé esik. Ettől balra (szélfelőli oldal) a számítás gépi programja nem nyomtatja ki az eredményeket, jobbra viszont egészen a metszet jobb széléig, amíg

a számítás történt, az áramlási mező ugyanolyan, mint a 2. nyíltól balra, ezért helytakarékoság miatt tekintettünk el a teljes kiszámított hullámkép közlésétől.

Meg kell indokolnunk azt is, miért nem a jól analizálható hullámmező területén végeztük a számítást. Ennek egyetlen — technikai — oka volt: a számítógépes program eredetileg viszonylag keskeny akadályok esetére készült, így a Keleti Kárpátok széles hegyes zónájára nem lehetett volna alkalmazni. A két profilra végzett számítás közel azonos eredménye — a hullámhossz mindkét esetben ugyanakkora, csak az amplitúdókban van kis eltérés — a gyakorlatban is bizonyítja azt a korábban tett kijelentést, hogy a kialakuló hullámok hossza majdnem független a hegy formájától és magasságától. Így a számítások a jól analizálható hullámzónára is érvényesnek vehetők.

A 3. ábra hullámmezejéről első látásra kiderül a hullámhossz állandósága. Az áramlás balról jobbra történik. Az első (legbaloldalibb) hullám kb. 25 km-es hossza után szabályos, 20,7 km-es hullámok következnek. Elég jó egyezés van tehát a számított és a felhőképeken mért (19–20 km-es, hullámhossz között). Az ábrán a szemléletesség kedvéért minden áramvonal amplitúdóját 2,5-szörösére növeltük. Felülről lefelé haladva a hullámmező alábbi sajátosságai tűnnek ki. 16 és 14 km között kb. 100 m-es tényleges amplitúdójú hullámok találhatóak. Ez alatt kb. 13 km-nél a hullámok amplitúdója gyorsan csökken, majd 12 km-nél ugyancsak 100 m körüli kilengésű, de ellentétes fázisú hullámokat találunk. 10 km magasságban ismét fázisváltás történik. Alatta, szinte az egész troposzférában egynemű a hullámkép. A legfejlettebb hullámok 3–5 km magasságon találhatóak 150–250 m-es amplitúdóval.

Külön említést érdemel az alsó 2 km-es réteg. Itt látszólag megbomlik a szabályos hullámmozgás, de részletesebb analízissel kideríthető, hogy újbóli fázisváltás után a gyenge 20 km-es hullámokra ugyancsak kis amplitúdójú, 4,5 km hosszúságú hullámok rakódnak. Az áramvonal és a hegyprofil „keresztvezése” csak az amplitúdó megnövelésének az eredménye.

Sawyer szerint [4], ha több különböző hosszúságú hullám van jelen, akkor a rövidiek az alsó troposzférában, a hosszabbak a felsőbb rétegekben dominálnak. Példánk igazolja ezt a megállapítást.

Reynolds, Lamberth és Wurtele [8] New Mexico-i hullámmérései azt mutatták, hogy az általuk vizsgált hegyre merőleges légáramlás összes eseteinek 50%-ában egyáltalán nem képződtek lee hullámok, 30%-ban egyszerű, 20%-ban pedig összetett hullámmező volt megfigyelhető. Ez utóbbiban az egymás utáni hullámok hossza is, amplitúdója is különbözött egymástól. Ilyen esetekre a meglévő egyszerűbb lee hullám-modellek — melyek valamilyen függvénnyel közelítik az l^2 paraméter vertikális eloszlását — nem alkalmazhatók. Bár esetünkben a hullámmező elég szabályosnak mondható, az egyszerű modellek alkalmazásánál ugyanolyan nehézségek előtt állunk az l^2 , ill. α paraméter közelítését illetően, mint a [8] szerzői.

Ami a hullámok amplitúdója és a kondenzáció közötti kapcsolatot illeti, az alsó troposféra alacsony harmatpont-depressziós értékei ($0,5 - 1,0^\circ$) mellett 100–150 m-es kényszeremelések esetén létrejöhet a vízgőz kicsapódása. A 2–4 km közötti rétegben számított, 100 m-t meghaladó fél-amplitúdójú hullámok ilyen függőleges feláramlást lehetővé tesznek, így a számítás és a műhold-fényképeken észlelt felhősávok közötti összhang megvan.

Következtetések

A jelen dolgozatban bemutatott hullámhelyzet tipikus példája azoknak az eseteknek, amikor az α paraméter vertikális eloszlását idealizáló módszerek nem alkalmazhatók sikerrel. Jóllehet, az esetek nagy részében az egyszerűbb eljárások kielégítő eredményt szolgáltatnak, nem hagyhatók figyelmen kívül azok sem, amikor az α

függvény függőleges eloszlása nem felel meg a feltételezettnek, s ezért ezek analiziséhez bonyolultabb matematikai eljárások szükségesek. Mint példánkból látható, a különböző hullámhossz-számítási formulák akár 100%-os eltérést is mutathatnak egymás között, anélkül, hogy az alapvető fizikai feltételezések különbözőznének egymástól. Nagyobb adathalmaz ilyen irányú feldolgozása véleményünk szerint lehetővé tenné, hogy egyértelműbb kvantitatív kapcsolatot kapnánk egyrészt a légáramlás és a légkör stabilitása, másrészt a lee hullámok hossza közötti összefüggésről. Ha ezt a kapcsolatot megfordítjuk, az észlelt hullámfelhősorok alapján következtetni lehet az alapvető légköri paraméterek értékére. Jelenleg [10] csak az átlagos szélirány adható így meg kellő pontossággal, a szélesebbesre vonatkozó közelítő formulák kevésbé használhatók.

IRODALOM

- [1] Palm, E., Foldvik, A.: Contribution to the theory of two dimensional mountain waves. *Geophys. Publ.* 21. No. 6. Oslo, 1960.
- [2] Foldvik, A.: Two dimensional mountain waves — a method for the rapid computation of lee wavelengths and vertical velocities. *Quart. Journ. of the Roy. Meteor. Soc.* 88. 271—285 pp. 1962.
- [3] Döös, B. R.: Theoretical analysis of lee wave clouds observed by Tiros I. *Tellus* 14. 301—309 pp. 1962.
- [4] Sawyer, J. S.: Numerical calculation of the displacement of a stratified airstream crossing a ridge of small height. *Quart. Journ. of the Roy. Meteor. Soc.* 86. 326—345 pp. 1960.
- [5] Пекелис, Е. М.: Численный метод расчета подветренных волн при произвольном распределении параметров основного потока. *Изв. АН СССР Физ. Атм. и Океана*. Том 5. № 1. 1969.
- [6] Tänzer, T.: The evaluation of cloud sizes on satellite (APT) pictures. *Időjárás* 73. 129—140 pp. 1969.
- [7] Béli B.: A légáramlás néhány jellemzője a Balaton északkeleti medencéje fölött. Kézirat A Balaton éghajlati monográfiája c. előkészületben levő mű számára.
- [8] Reynolds, R. D., Lamberth, R. L., Wurtele, M. G.: Investigation of a complex mountain wave situation. *Journal of Appl. Meteor.* 7. 353—358 pp. 1969.
- [9] Амбрози, П.: Вычисление подветренных волн в районе Карпатских гор. *Метеорология и гидрология* № 10. 45—51. 1969.
- [10] Смирнова, Н. В.: Волнистые облака препятствий, наблюдаемые с искусственных спутников земли. *Труды ГМЦ Вып. 20*. Ленинград, 1968.
- [11] Alaka, M. A. (ed): The airflow over mountains. *WMO Technical Note* No. 34. Geneva, 1960.
- [12] Corby, G. A.: A preliminary study of atmospheric waves using radiosonde data. *Quart. Journ. of the Roy. Meteor. Soc.* 83. 49—66 pp 1957.

*

CALCULATION OF LEE WAVES AND THEIR COMPARISON WITH WAVE-LENGTH OBTAINED BY SATELLITE CLOUD PICTURES

The study of cloud bands forming at the lee-side of mountain ranges has a rather long past. In the course of some decades, a number of computation formulae has been derived for the determination of the characteristics of lee-waves. It has been, however, a difficult task to compare the calculated results to the actually occurring wave-lengths, because such measurements are rather expensive. In more recent years, however, cloud pictures obtained by artificial satellites are greatly alleviating the difficulties.

In this paper, we are investigating, by using lee-wave clouds observed on the north-eastern side of the Carpathian range, the efficiency of some calculation methods that are well-known from literature.

In each of the methods that are using a hydrodynamical approach, equation (1) (in the Hungarian text of this paper) derived from the equations of motion, is used as a basis, in which the function α contains the two most important meteorological parameters involved in wave motion, namely, the vertical variations of the horizontal wind velocity U and the vertical temperature gradient γ (Equ (2)). The various calculation methods are

differing, one of the other, essentially in the degree of the reduction they are making in the approximation of the rather sophisticated function α and, consequently, they are using different kinds of mathematical treatments.

In the case, when the horizontal wind velocity U as well as the vertical gradient of temperature are both independent of altitude, the wave-length L is determined by using equation (6). When α is an exponential function of altitude (7), the methods described in the papers [1] and [2] may be used for computing wave-lengths. In the case of arbitrary temperature and wind distributions in the vertical, the methods presented by Sawyer [4] and Pekelis [5] are available.

By using the methods mentioned above, we computed the wave-lengths of lee-waves which occurred on February 3, 1969, in the region of the North-Eastern Carpathians. As a basis, we used the upper air data obtained at the aerological station at Uzhgorod, located on the actual windward (SW) side of the mountain range. The atmospheric situation fulfilled the well-known conditions for the production of waves: wind directions were, through the whole of the troposphere, perpendicular to the mountain range; windspeed was increasing with height and reached rather high values; atmospheric thermal stratification was stable. In addition, the high value of atmospheric humidity allowed cloud formation, a circumstance which is borne out by the satellite cloud picture for the day (*Fig. 1*).

Using empirical formulae from various sources [10, 11, 12], as well as equation (6), we obtained wave-length values of 10–12 km over the lee side of the mountain range. In using the two methods proposed in [2] and [3], no wave solution has been obtained (as the actual approximation of function α by an exponential was indeed very tedious and inaccurate). By using the method suggested by the author of paper [5], in which the distribution of parameter can be taken into account with any accuracy, we obtained a wave-length of 20,7 km. This value is in best agreement with the wave-length obtained from the satellite picture, the later value being equal to 19–20 km.

On *Fig. 2*, the surface synoptical situation is shown which occurred simultaneously to the taking of the picture from the satellite. We are calling attention to the cloud observations found on the synoptic chart, which are containing unambiguously *Ac stratocumulus* clouds. Concerning, however, the direction of the cloud bands, no conclusion can be drawn from these observations.

On the left side of *Fig. 3*, the vertical distribution of the basic initial parameters are shown, while, on the right side of the figure, the stream-lines in the x, z -plane calculated by using the method [5] are presented with an amplitude magnified 2,5 times, for the lee-side of the mountain. The calculation has been performed along profile *b*) of *Fig. 4*.

The wave-situation presented in this paper is a typical example of the cases in which the methods idealizing the vertical distribution of parameter α cannot be used successfully. Though the more simple methods are yielding in most cases a rather satisfactory result, the cases should be taken as well into account, that are affording some more sophisticated mathematical procedures for their analysis.

DÉSI FRIGYES—RÁKÓCZI FERENC: **A légkör dinamikája.** Tankönyvkiadó Vállalat, Budapest, 1970. Kötve, 484 oldal, 157 ábra. Ára: 51,— Ft.

A magyar tudományos szakirodalom jelentős hiányosságának felszámolását jelenti e könyv megjelentetése. Magyar nyelven először kerül összefoglalásra mindaz, amit a meteorológia tudományának mai fejlettségi fokán a meteorológus szakembereknek, az e témával foglalkozni kívánó egyetemi hallgatóknak és a határterületek művelőinek a légkör fizikájáról és dinamikájáról alapvetően tudniuk kell.

A könyv a hazai, de a külföldi szakirodalmat is figyelembe véve, ritkaság számba menő sokoldalúsággal mutatja be a meteorológia tudományának fizikai, matematikai megfontolások útján nyerhető ismeretelméleti és módszertani alapjait, s kiemelve ezek közül a légköri folyamatok megfigetésének „kulcs”-módszereit, azokat egészen a közvetlen gyakorlati alkalmazhatóság megvilágítja.

Így pl. a légköri turbulenciának nemcsak alapfogalmait tartalmazza a könyv, de elsőként tisztázza a jelenséget fizikailag megalapozottan, gyakorlatilag is alkalmazható formában, pl. a vízfelszín párolgására, a légtömegek átalakulási folyamatára, a napi hőmérsékletváltozásnak a turbulens függőleges hőátvitel alapján történő meghatározására, a légszennyező anyagok diffúziójára, stb.

A legújabb és egyben a legfejlettebb meteorológiai adatgyűjtésről, analízisről és annak matematikai modellekben való figyelembevételéről a meteorológiai rakétákról és műholdakról írt XV., XVI. fejezetekben olvashatunk, de nem hiányzik a könyvből a mindennapi előrejelzésekkel kapcsolatos korszerű módszerek tárgyalása sem.

A mű kitűnő tankönyv. A főbb témakörökhöz — statika, kinematika, dinamika — tartozó fejezetek, s ezeken belül az alfejezetek rendszere logikus. A témákra vonatkozó metodikák ismertetése, rendszerezése, a gyakorlati alkalmazáshoz elvezető tisztázása, eljuttatja az olvasót a bonyolult légköri folyamatok fizikai és matematikai törvényszerűségeinek felismeréséhez, megértéséhez. Tükrözi azt a hatalmas fejlődést, amit a meteorológia tudománya a gyakorlati élet követelményeinek, a tudomány és a technika fejlődésének hatására rövid idő alatt elért.

A könyv tizenhét fejezete közül már említettük a XV., XVI.-at, amelyek — mivel a legújabb kor eredményei — teljesen új ismeretanyagot tartalmaznak.

Külön említésre méltók még a XIV. fejezetben foglaltak. Ez a fejezet az időjárás számszerű előrejelzése korszerű — gépi úton történő — konkrét prognosztikai feladatait ismerteti. A prognosztikai elméletek tárgyalását a légkörben megfigyelt mozgásfolyamatok tér- és időskála nagyságrendjének, majd a számítási instabilitásra vezető meteorológiai káros hullámok kiszűrésési módszereinek vizsgálata vezeti be. Először a legegyszerűbb barotrop-, auto-, ekvivalens- és divergens barotrop modelleket ismerteti, amit e modellek fizikai értelmezése követ. Az előrejelzési egyenletek megoldásánál alkalmazott módszerek közül az iterációs és a hatásfüggvényeket felhasználó módszerek leírását találjuk. Ez után a ma már ritkábban használt grafikus eljárásból kapunk ízelítőt. A továbbiakban a barkolin — horizontális advektív, két- és háromszintű barkolin — modellek felépítését és az alkalmazott megoldási eljárásokat ismerhetjük meg. A fejezet utolsó része az objektív analízis módszereiről nyújt tájékoztatót.

A numerikus előrejelzés elvi alapjai már korábban kidolgozottak voltak, de akkor még technikailag szinte megoldhatatlannak látszottak. Kb. 50 évvel ezelőtt *V. Bjerknes* a ciklon elmélet egyik megalapozója, a technikai adottságok akkori szintjén, még kétkedve nyilatkozott az időjárás kiszámításának megvalósíthatóságáról. Kézi számításokkal ugyanis több hónapot vett volna igénybe egyetlen 24 órára szóló előrejelzés kiszámítása. Az első elektronikus számítógép a II. világháború után készült el, megszerkesztésében *Neumann János* a magyar származású világhírű matematikus is részt vett. Nem sokkal később, 1949-ben *Neumann* segítségével *Charney* és *Fjörtoft* végrehajtották az első számítógépes légnyomáselőrejelzést.

Ettől kezdve a numerikus előrejelzési módszerek rohamosan fejlődtek, a nagysebességű elektromikus számítógépek nyújtotta technikai lehetőséget pedig egyre több meteorológiai szolgálat veheti igénybe. A magyar meteorológiai szolgálatban is működik már elektronikus számítógép. Azért emeltük ki külön a XIV. fejezet jelentőségét, mert a számítógép eredményes működtetése megkívánja a szakemberektől a leghatékonyabb módszerek ismeretét, s éppen ezt találják meg *Dési—Rákóczi* művében.

Tilkos Ervin

SZEPESI DEZSŐ: Légszennyező anyagok turbulens diffúziójának meteorológiai feltételei Magyarországon (*Meteorological Conditions of the Turbulent Diffusion of Atmospheric Pollutants in Hungary*). Az Országos Meteorológiai Intézet Hivatalos Kiadványai, XXXII. kötet, 168 B/5 oldal, 40 ábra, 22 táblázat, rövidített szöveg angol nyelven, függelék. Budapest, 1969.

Alig van a közelmúlt hazai meteorológiai szakirodalmában olyan jelentőségű munka, mint *Szepesi* fenti értekezése. Tárnya a jelenleg legidősebb légkörfizikai kérdés, a légszennyeződés. Ez hazánkban az ipari termelés és a közlekedés rohamos növekedése miatt már ma is komoly egészségügyi ártalmakra vezethet, amellet, hogy az élővilág többi lényeit, növényeket és állatokat, ezeken keresztül a termelés eredményeit is egyre nagyobb mértékben veszélyeztetheti.

Az értekezés ebben az időzerű tárgy körben az egyik nagyon fontos meteorológiai részlet elmélyült kutatómunkával történő megvilágításán kívül a légszennyezős meteorológiai vonatkozásaival foglalkozó külföldi és hazai kutatások igen tömör történetét is tárgyalja, ezzel saját részletkutatását megfelelő háttérbe állítja be. A tárgyhöz szükséges alapismeretek tömör áttekintésével, anélkül, hogy azokkal feleslegesen terhelné anyagát, nagyon értékes tájékoztatást ad az olvasónak az egész egybefüggő kérdéskomplexumról.

A munka 9 fejeztre oszlik, majd szakirodalmi jegyzékkel, 7 oldalas angol nyelvű összefoglalással és 60 oldalra terjedő függelékkel (Stabilitási paraméterkatalógus az 1959—1963 időszak minden napjának 12—12 órájáról, budapesti adatok alapján) zárul.

A tárgyról még avatatlanok számára is jó és rövid tájékoztatást adó bevezető és történelmi áttekintés után a 2. fejezet összefoglaló jelleggel ismerteti a légszennyeződés meteorológiai tényezőit és azok jelentőségét a jelenség létrehozásában. A 3. fejezetben a domborzati tényezők nagy szerepéről tájékoztat, mert ezek az előző, légköri hatások módosításával jelentékeny különbségeket hoznak létre a sík, vízszintes felszín esetében létrejövő állapotokhoz és a folyamatokhoz képest.

A 4. fejezet az ipari tényezők címét viseli. Ebben a szerző az ipari szennyezőanyagokkal és az azokat termelő és kibocsátó ipari létesítményekkel foglalkozik, a teljesség igénye nélkül. Itt megemlítem, hogy az egyéb, a fenti forrástól eltérő légszennyezés (Deflációs talajelhordás, szabadban történő talajművelés, növényvédelem, közlekedés) kérdéseivel nem foglalkozik a munka.

Az 5. fejezet a vonatkozó meteorológiai viszonyok kvantitatív analízisét mutatja be, igen értékes megvilágítást adva a hőmérsékleti rétegződésről, ennek a légáramlással fennálló kölcsönös hatásáról. E két jelenség szoros összefüggését van hivatva megvilágítani az az igen érdekes és rendkívül értékes táblázatsorozat, amely a hőmérsékleti rétegződés egyes stabilitási fokozatainak, továbbá a széliránynak és a szélesebbségnek közös gyakorisági értékeit tárja elénk 5 évi észlelési anyag alapján, 13 megfigyelő, helyesebben mérőhelyről. A következő táblázatokban találjuk az összesítő értékeket, amelyek az egyes csoportok összehasonlítását jól szolgálják. Feltűnő a labilitási kategóriába tartozó esetek aránylag szerény arányszáma (7%), ami az alsó rétegek szennyezőanyag koncentrációjának viszonylagos nagyságát is jelenti, vagyis öntisztulási lehetőségének aránylag nagyon mérsékelt voltát.

A 6. fejezetben a turbulencia és a diffúzió eredeti elméletének fejtegetését találjuk, majd a 7. fejezetben ezek továbbfejlesztését ismerteti szerzőnk. A 8. fejezet tartalmazza a turbulens-diffúziós elmélet eredményeinek gyakorlati alkalmazását, amely fokozott érdeklődésünkre tarthat számot, hiszen az egész módszer kidolgozásának végeredményeit tárja elénk, amelyek már a gyakorlat számára is tanulságokat tartalmaznak.

A 9. fejezet — igen dicsegetre méltóan — kritikusán rámutat a módszer alkalmazhatóságára, a számítás pontosságára. Fontos tanulság, hogy klimatológiai jellegű, igen nagy munkát és időt igénylő mérési sorozatok nélkül az elmélet nem ültethető át a gyakorlatba, a nyert eredmények nem értékelhetők, illetőleg a gyakorlatban nem is alkalmazhatók. A *Szepesi* által részletesen kifejlesztett elméletnek teljesen megnyugtató igazolását azonban nyilvánvalóan akkor fogjuk kapni, ha az általa felhasznált meteorológiai adatsorokhoz pontosabban és részletesebben méltó partnerként csatlakozhatnak a légszennyezés időben is rendszerben és területileg is megfelelő sűrűségben mért légszennyezési adatsorok. Amíg ez meg nem történik, *Szepesi* eredményeit a hajnal biztató megértésének kell tekintenünk, amelyért nagy elismerés illeti az úttörő kutatót. A munka eredményei reményt adnak arra, hogy a szerző roppant számanyag felhasználásával végzett igen nagy munkája helyes irányt jelölt ki a meteorológiai tudomány e téren lehetséges nagyjelentőségű gyakorlati alkalmazására. Elismerés illeti az Országos Meteorológiai Intézetet is, hogy a szerzőnek a nagy munka elvégzésére és eredményeinek közlésére lehetőséget biztosított.

Bacsó Nándor

A MAGYAR METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT ÚJ SZERVEZETE

Fejlődésének jelentős állomásához érkezett a Magyar Népköztársaság meteorológiai szolgálata: Fennállásának centenáriumi évében az Országos Meteorológiai Intézet és valamennyi intézménye július 1-ével *Országos Meteorológiai Szolgálat* (OMSZ) alakult. Az erről szóló 1/1970. OMFB. számú rendelet, amely a Magyar közlöny június 11-i, 45. számában jelent meg, nemcsak a felszabadulásunk óta eltelt 25 év során végbement nagyarányú fejlődés már meglévő eredményeit rögzíti, hanem további évtizedekre nyit távlatokat a Szolgálat keretébe tartozó intézmények tudományos és operatív munkája számára.

A Szolgálat felügyeletét ellátó Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság elnökének rendelete ui. a hazai viszonylatban is szűkké vált keretek helyett a magyar meteorológiai ténykedés intézményeinek olyan átszervezését jelenti, amely lehetővé teszi a nemzetközi kötelezettségből fakadó, megnövekedett feladatoknak korszerű szervezetben folyó, maradéktalan teljesítését.

Az átszervezés eredményeképpen az eddigi Orsz. Meteorológiai Intézet három részlege három önálló intézettel alakult. Közülük a *Központi Meteorológiai Intézet* — székhelye Budapesten, a II., Kitaibel Pál utcában — a túlnyomóan operatív meteorológiai feladatok (adatgyűjtés és -feldolgozás, számító-központ, stb.) letéteményese. A *Központi Előrejelző Intézet*, — melynek székháza a XVIII. kerületi Tatabánya téren van épülőben —, a hazai és nemzetközi időjárásjelentő hírszolgálat, s a különféle célú (repülési, agrometeorológiai, stb) előrejelző szolgálat, valamint az időjáráskutatók centruma. A pestlőrinci „Marcell György” Aerológiai Főobszervatóriumból alakult meg a *Központi Légkörfizikai Intézet* (XVIII., Gilicze tér 1.), a magaslégkör- és éghajlat-kutatás otthona.

E három intézet mellé sorakoznak az OMSZ további intézményei, nevezetesen a martonvásári, a kecskeméti és a szarvasi agrometeorológiai, a siófoki és keszthelyi Balaton-kutató és viharjelző, valamint a kékesetői hegyi obszervatórium, a körzeti meteorológiai állomások főfoglalkozású obszervatóriumokkal, végül a részfoglalkozásúak által vezetett, általános és speciális megfigyelési programú meteorológiai állomások.

A rendelet az *OMSZ feladatáról* szabja meg, hogy meteorológiai szolgáltatásokat nyújtson a népgazdaságnak és a honvédelemnek. Élén az elnökkel, — kinek közvetlen munkaszerve az *OMSZ titkársága* —, irányítja a légköri folyamatok rendszeres megfigyelésére és kutatására létrehozott intézeteket, obszervatóriumokat, meteorológiai állomásokat létesít és tüzemeltet, gondoskodik továbbfejlesztésükről, különös tekintettel a műszerekre és technikai létesítményekre. Fejlesztési, alkalmazott és alap kutatásokat végez, hogy szolgáltatásai mindenkor korszerű szinten elégsék ki a népgazdaság aktuális és távlati igényeit, végül a hazai szükségleteknek és nemzetközi kívánalmaknak megfelelő módon — rendszeresen és időszakonként megjelenő kiadványokban — közli a megfigyelési adatokat és kutatási eredményeket.

Hangsúlyozza a rendelet, hogy meteorológiai tárgyú hatósági bizonyítványok és szakvélemények, valamint időjáráselőrejelzések kiadása kizárólag az OMSZ hatáskörébe tartozik, e rendelkezés alól azonban az OMSZ elnöke kivételt tehet. Az OMSZ felügyeletén kívül álló meteorológiai objektumok, állomások létesítéséhez, megfigyelési anyagok megőrzési rendjének meghatározásához az OMSZ elnökének véleményét figyelembe kell venni.

Az OMSZ — melynek elnöke a Magyar Népköztársaság kormányának állandó képviselője a Meteorológiai Világszervezetben (WMO-ban) — a nemzetközi kapcsolatai terén hatáskörébe tartozó ügyeket a Külügyminisztérium véleményét figyelembe véve intézi, s e tevékenysége során a *Magyar Népköztársaság Meteorológiai Szolgálat* elnevezéssel fejti ki működését.

Az OMSZ szervezésével kapcsolatos jogi (kinevezési jogok fülé- és alárendeltség, stb), valamint anyagi (költségvetési, pénzügyi) kérdéseket is szabályozó rendelet — melynek hatálya természetesen a Magyar Néphadsereg nem terjed ki (az OMSZ és a Néphadsereg érintett szerveinek együttműködését ui. az OMFB elnöke és a honvédelmi miniszter külön állapítja meg) — 1970. július 1-én lépett hatályba.

Meggyőződésünk, hogy az OMSZ és intézményei, melyek speciális rendeltetéssel külön-külön is jelentős részt vállalnak a nemzetközi és hazai kutató- és operatív munkából, együttműködve elsősorban a rokon- és társtudomá-

nyok hazai intézményeivel s az európai szocialista országok társ-szolgálataival, az új szervezeti formában az eddigiekénél is hatékonyabban felelnek meg a működésükkel szemben felmerülő kívánalmaknak. E meggyőződés alapja az a töretlen fejlődés, amely Meteorológiai Intézetünk elmúlt évszázadának a felszabadulás óta eltelt két és fél évtizedét jellemezte.

Kakas J.

*

BERÉNYI DÉNES 70 ÉVES

Több, mint 40 év ugyanazon kutató pályán és munkahelyen áthidal az eredményeiben visszatükröz egy egész tudományos korszakot. *Berényi Dénes*, mint a debreceni Egyetem Földrajzi Intézetének tanársegédje 1927-ben kezdett hivatásszerűen meteorológiával foglalkozni s a kutató munkában találja legnagyobb örömét ma is. A közben eltelt 4 évtizedet a meteorológia történetében a műszaki haladással meggyorsult fejlődés és az eredményeknek széleskörű gyakorlati felhasználása jellemzi. Nagyon nehéz ilyen gyors fejlődés közben az aránylag kis volumenű egyetemi kutatásokat korszerű szinten tartani, jelentős, a gyakorlatban is felhasználható eredményeket felmutatni s az egyre bővülő ismeretanyag felhasználásával az egyetemi oktatás feladatait is ellátni. A lehetőségekhez alkalmazkodó, de egyben a gazdasági élet igényeit is kielégítő helyes témaválasztás, a korszerű eszközök és önálló módszerek alkalmazása, emellett széleskörű irodalmi tájékozottság jellemzik *Berényi Dénes* 4 évtizedes kutató munkáját, értékes utódok, a meteorológiát értő és kedvelő tanárok egész sora dicséreti oktatói tevékenységét.

Berényi több éven át végzett Debrecenben pilotméréseket. 1933-ban az egyik legnívósabb német szakfolyóiratban megjelent cikke a Magyar Alföld aerológiai viszonyairól mediterrán ciklonok hatása alatt, az első magyar dolgozat az időjárás 3 dimenziós analizisének ma is nagyon aktuális témakörében.

Berényi kutató munkájának első szakaszában, 1928-at követően a Tiszántúli Mezőgazdasági Kamara kezdeményezésére és támogatásával országos méretekben vizsgálta az időjárási elemek, elsősorban a hőmérséklet és a csapadék hatását a terméseredményekre. A hosszú éghajlati és mezőgazdasági adatsorok feldolgozása-akor a matematikai statisztika korszerű módszereit alkalmazta s a hazai szakirodalomban először használta fel következtetéseihez a növény fejlődésére kritikus éghajlati értékek bekövetkezésének területi valószínűségét. A tájtermelés, növényhonosítás, termésbecslés szempontjából alapvető kutató munkája kiterjedt legfontosabb mezőgazdasági növényeinkre: a burgonyára, a kukoricára, a dohánnyra, a cukorrépára. Eredményei a hazai



mezőgazdasági szakirodalomban ma is forrásként használt kiadványokban jelentek meg.

1944 végén és 1945-ben Kelet-Magyarország felszabadított területein a Nemzeti Kormány megbízásából megindította a világháború végén megszakadt észleléseket.

1949-ben a debreceni Egyetem Természet-tudományi Karának megalakulásakor az akkor már neves Egyetemi Meteorológiai Intézet önállósult, 1951 óta pedig mint az Egyetem Meteorológiai Tanszéke működik. *Berényi Dénes*, mint tanszékvezető egyetemi tanár, 1952 óta a mezőgazdasági tudományok kandidátusa, 1967-ig vezette a tanszéket, tehetséges utódokat, kutatókat és oktatókat nevelt. A mikroklíma-kutatásban 4 évtizeden át leszárt tapasztalatai a Mezőgazdasági Meteorológia önálló III. részében, a német nyelven kiadott Mikroklimatologie című alapvető munkájában és 200-nál több publikációjában jelentek meg. Értékes kutatói és oktató munkáját a Minisztertanács Munka Érdemrenddel, a művelődésügyi miniszter az „Oktatásügy Kiváló Dolgozója” címmel, a Magyar Meteorológiai Társaság pedig a Hegyfokj emlékéremmel tüntette ki.

Berényi Dénes az elmúlt évtizedekben korszerű kutatóbázissá fejlesztette tanszékét. Felszabadulásunk 25. évfordulóján a debreceni egyetem népességén joggal mondhatta:

„Nem volt könnyű a megtett út a meteorológia mai szintre történt fejlesztéséig a debreceni egyetemen. Kiharcolni a helyet a Nap alatt az oktatásban alig résztvevő tárgy részére és megteremtteni a biztos alapot a további fejlődéshez. Ehhez kívánok sok sikert és könnyebb utat azoknak, akik utánam jönnek”.

Ezt kívánjuk mi is a 70. évét betöltő *Berényi Dénes* professzornak azzal, hogy még sokáig vezesse jó egészségben azokat, akik örömmel és szeretettel mennek tanítójuk után.

Az Időjárás szerkesztő bizottsága

SÁVOLY FERENC EMLÉKEZETE

100 évvel ezelőtt, alig néhány héttel a Meteorológiai Intézet alapításának napja után, 1870. április 29-én született Alsóeleméren (Tórontál megye). Sok neves, az agrometeorológiát is művelő meteorológus, éghajlatkutató és ma már névtelen mezőgazda, műkedvelő meteorológus után ő volt az első, aki a túlzó teoretikus elképzelések és a meteorológiát vulgarizáló praktizizmus szélsőségeit elkerülve, valóságos alapokra épült, a gyakorlatban is kitűnően alkalmazható agrometeorológiai szemléletet vallott.

Nem éppen fiatalon, de a legtevékenyebb korban, 36 évesen, 1906-ban kezdte meg működését a Meteorológiai Intézetben. Mint bölcsezdoktor-tanár már korábban megismerkedett a meteorológiával Versecben, illetve Temesvárott, előbb észlelőként, majd oktatóként. A természettudományos ismeretek népszerűsítőjeként és az ismeretterjesztés szervezőjeként gazdag tapasztalatokat szerzett. Ezekre támaszkodva a Meteorológiai Intézetben 13 éven át gyűjtötte a meteorológia elméleti ismereteit, amelyeket a megfigyelési, mérési adatok tizezeivel összekapcsolva a gyakorlat próbájának vetett alá. Az évről évre ismétlődő adatgyűjtő, -ellenőrző és -feldolgozó munka nyomán a 20-as évek elejére egyike lett hazánk éghajlatát legjobban ismerőknek s közülük is kitűnt az éghajlat és az élelő világa — különösen a mezőgazdasági tevékenység körébe tartozó biológiai jelenségek — közötti kapcsolat törvényszerűségeinek alapos, mélyreható ismeretével. Helyes volt tehát a döntés, amely őt az 1919—20-ban megszervezett Agrometeorológiai osztály élére állította, ahol példát mutatót az időjárás-éghajlati és biológiai jelenségek közötti kapcsolat objektív vizsgálatára, a vizsgálat eredményeinek közérthető magyarázatára, közvetlenül kapcsolva ahhoz a gyakorlati alkalmazásra vonatkozó útmutatást. Ilyen értelmű munkásságából elsősorban peronoszpóra vizsgálataira hívjuk fel a figyelmet.

1925-ben „gazdasági éghajlatlan”-ból szervezett magántanári képesítéssel, széleskörű adatszolgáltató és publikációs tevékenységével neve és személye ismertté vált a hazai mezőgazdasági irányító körök előtt s így érthető, hogy — véleményünk szerint igazán csak formailag — előlépést jelentő pozícióba, a Mezőgazdasági Múzeum igazgatóhelyettesi székébe került 1929-ben, ahol előzőleg (1927-től) elvégezte a Múzeum újjászervezésének nagyon nehéz munkáját.

A Meteorológiai Intézetben — jelentős részben éppen az ő munkássága nyomán — távozása idejére ért meg a helyzet, hogy az Agrometeorológiai osztályon korszerű, az egész országra kiterjedő agrometeorológiai állomás-szervező, adatgyűjtő és feldolgozó munka s ennek eredményeire támaszkodva kiterjedt agrometeorológiai kutatás induljon meg. Távozásával ez a kedvező helyzet kihasználatlanul elmúlt, sőt az Intézetben belül megszűnt az

Agrometeorológiai osztály is, amely — amint tudjuk — csak a felszabadulás után éledt újjá.

E rövid visszaemlékezés keretében szakirodalmi munkásságának részletes ismertetésére nincs lehetőség. A már említett témákon kívül foglalkozott az erdészeti, az ipari, az egészségügyi meteorológia kérdéseivel is (*Róna Zs.: Sávoly Ferenc, Az Időjárás XLII. évf., 3—4. füzet, 1938. márc.—ápr.*). Írásait a világosság, a közérthetőség, a tömörség jellemezte. Kitűnő előadó volt. Mindehhez egyenes, harcos, de humanus jellem járult. Így bátran mondhatjuk a Meteorológiai Intézet fennállásának első 100 éve során itt dolgozók között Sávoly Ferenc egyike volt azon keveseknek, aki a következő 100 évben is bármikor példaként állhat a folyton újuló meteorológus nemzedékek előtt.

Kéri M.

*

METEOROLÓGUSOK KORMÁNYKITÜNTETÉSE

A Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsa az Országos Meteorológiai Szolgálat fennállásának 100. évfordulója alkalmából kiemelkedő munkásságuk elismeréseként *Dési Frigyes*nek, az OMSZ elnökének és *Réthly Antal*nak, az Országos Meteorológiai Intézet nyugalmazott igazgatójának a *Munka Érdemrend arany*, *Kakas József* tud. főosztályvezetőnek és *Szakács Györgyné* sz. *Farkas Amália* tud. csoportvezetőnek a *Munka Érdemrend ezüst*, *Olasz Sándor* műszaki osztályvezetőnek és *Kovács Lajos* műszaki ügyintézőnek a *Munka Érdemrend bronz* fokozatát adományozta.

A kitüntítéseket április 17-én az OMSZ székházában *Kiss Árpád* miniszter, az MSZB elnöke ünnepélyes keretek között nyújtotta át, majd hosszasan elbeszélgetett a kitüntetettekkel és a Szolgálat vezetőivel.

Ambrózy P.

*

AZ MTA METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS BIZOTTSÁGA

a februári akadémiai átszervezést követően újjáalakult, és első ülését május 27-én tartotta az MTA Tudós Klubjában *Bacsó Nándor* elnökletével. A napirend első pontjaként a bizottság a meteorológiai kutatóhelyek tevékenységének az országos távlati tudományos kutatási tervekhez való csatlakozását vitatta meg. Az ülés folyamán létrehozott munkabizottságok első feladata az lesz, hogy pontos katasztert állítson fel az érdekelt kutatóhelyeken folyó munkákról. A munkabizottságok az agro-, hidro-, és egészségügyi meteorológia területén működnek, ezen kívül szükségessé vált egy oktatási munkabizottság létrehozása is, amely az alsó-, közép- és felsőfokú oktatásban nyújtott meteorológiai ismeretek mennyiségét és minőségét méri fel és a fejlesztés érdekében javaslatokat dolgoz ki.

Ambrózy P.

E. K. FJODOROV 60 ÉVES

Jevgenij Konsztantinovics Fjodorov, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Főigazgatóságának vezetője, aki nemcsak honfitársai, hanem bátran mondhatjuk a világ nagyon sok meteorológusa által ismert, neves kutató, közéleti személyiség, 1970. április 10-én érkezett el életének 60. évéhez.

Pályafutása érdekes eseménnyel indult. Huszonkét évesen, geofizikai tanulmányainak a leningrádi egyetemen történő befejezése után azonnal tagja lett az 1932—33. évi Északi-sarkai expedíciónak, s a feladatául kijelölt észlelések mellett számos mágneses és asztronómiai mérést végzett a Ferenc József földön. Két évvel később ismét az egyik sarkvidéki obszervatóriumban dolgozott egy télen át, majd 1937-ben mint tapasztalt sarkutazó tagja lett a *Papanyin* vezette négy személyes híres expedíciónak, amely a Sarki tengeren sodródó egyik hatalmas jégtáblán végzett méréseket. A kiváló kutató és szervező készségű *Fjodorov*, 29 éves korában lett a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának vezetője. Itt került igazán szoros kapcsolatba a meteorológiával, s korábbi geofizikai ismereteit így kiegészítve, a Föld felszínén, a földkéregben és a légkörben végbemenő fizikai folyamatok kiváló ismerőjévé vált. Új alapokra helyezte a szolgálat tevékenységét, komplex hidrológiai hálózatot szervezett, egységesítette és kibővítette a hidrometeorológiai információs szolgálatot. Igazgatósága alatt jelentősen kiszélesedtek a tudományos kutatások.

1947-ben új megbízást kapott: átkerülve az akadémiai Geofizikai Intézetbe, rábízta annak az 1949-ben lezajlott komplex geofizikai expedíciónak a vezetését, melynek feladata rádióaktív elemek felkutatásának kidolgozása volt.

1956-ban az ő javaslatára létrehozott Alkalmazott Geofizikai Intézet igazgatója lett, melyet egészen 1968-ig vezetett. Ebben az intézetben kezdődtek meg a magaslégtéri rakétás mérések, majd szülőhelye lett a műholdmeteorológiának.

E. K. Fjodorov 1963 óta újra vezetője a Hidrometeorológiai Szolgálatnak. Kezdeményezésére indultak meg a jégeselhartási és ködösszlatási kísérletek, melyek már nem a megismerést, hanem a tudomány végső céljának, a természeti erőlknek a társadalom számára történő előnyös kiaknázását, az elemi csapások elkerülését célozzák. Ilyen irányú tevékenységéért több más kutatóval, közöttük *G. K. Szulakvelidzéval*, a Nalcsik-i Magashegyi Geofizikai Intézet igazgatójával együtt, 1969-ben, a Szovjetunió állami díjával tüntették ki.

Érdeklődési köre azonban e kérdések nemcsak a természettudományi, hanem a társadalmi oldalára is kiterjed. A meteorológiai folyamatok szabályozását az emberiség és a természet közötti kölcsönhatás egyik oldalának



tekinti csak. Ez a megközelítés lehetővé tette, hogy figyelmét a természeti erőforrások felhasználásának általános problémája felé irányítsa. Tudományos-publicisztikai cikkeiben állhatatosan hangsúlyozza, hogy a társadalom fejlődésében az emberiség számára elérhető erőforrások növekedése meghaladja a népesség szaporodását. Ennek az egyszerű oka, hogy az emberiség mind újabb és újabb természeti erőket használ fel.

Fjodorov akadémikus sokoldalú tudását gyakran hívják segítségül a természettel folytatott küzdelemben. 1964-ben a tadszikisztáni Zeravsan folyót elzáró hegycsuszamlás következtében katasztrofális áradás fenyegette a környező településeket. Geológusok, topográfusok, hidrológusok, meteorológusok bevonásával *Fjodorov* vezetésével tudóscsoport utazott a színhelyre, s döntésük nyomán 36 000 ember és hatalmas géppark két hét alatt új medret épített a veszélyes, tóvá duzzadt folyó vízfőlöslégének elvezetésére.

Fjodorov akadémikus tág horizontú, de ugyanakkor mélyreható tudását nemcsak a szorosan vett kutatómunkában és vezetésben gyümöcsözteti. Mint tevékeny közéleti személyiség 1969-ben vezetője volt az atomenergia békés felhasználásáról folyt bécsi szovjet—amerikai megbeszéléseknek. A WMO alelnökként jelen van a meteorológiai szolgálatok és kutatás fejlesztésének irányát megtervező végrehajtó bizottsági üléseken. Tagja a Béke Világtanács Elnökségének. 1939 óta a Szovjetunió Tudományos Akadémiájának levelező, 1960-tól rendes tagja, számos kitüntetés tulajdonosa. Ő és a magyar meteorológusok között régóta baráti kapcsolat áll fenn. 60. születésnapja alkalmából őszinte barátsággal és tisztelettel küldjük üdvözlétünket.

Dési F.

Az első világháború után, az önálló csehszlovák állam megalakulását követően hamarosan létrejöttek a különböző önálló nemzeti intézmények is, köztük a Csehszlovák Állami Meteorológiai Intézet, a jelenlegi prágai és pozsonyi Hidrometeorológiai Intézet előfutára. Bár a szervezet bizonyos ténykedésekben már korábban is működött, a Csehszlovák Hidrometeorológiai Szolgálat hivatalos fennállásának ötvenedik évfordulóját 1970. március 17-én Prágában ülték meg ünnepélyes külsőségek között, az ottani szolgálat igen számos tagjának, az állami és társadalmi élet jeles képviselőinek és a baráti államok meghívott delegációinak jelenlétében.

Zitek igazgató megnyitó és üdvözlő szavai után *Hruzik* államminiszter válaszolt a szolgálat félévszázados történetét és méltatta az elért eredményeket. A hazai társintézmények nevében a vízügyi hivatal elnöke köszöntötte a meteorológusokat. Ezután a Szovjetunió, Lengyelország, Magyarország, Bulgária, Jugoszlávia és a Német Demokratikus Köztársaság delegációinak vezetői üdvözlözték a jubiláló szolgálatot és átadták (értékes műtárgyak, díszkiadványok, klímaatlazsok alakjában) ajándékaikat. Ezután került sor az állami kiüntetések átadására.

E felemelő hangulatú ünneplést tudományos szimpózium követte. Mintegy 12 mélyenszántó előadásban, korreferátumban átfogó képet kaptunk a meteorológiai tudományágak 50 év alatt, Csehszlovákiában elért fejlődéséről, jelen állásáról és jövő feladatairól. Előadás hangzott el a szinoptikus és repülő-időjelző szolgálatról, a numerikus előrejelzésről és alkalmazásáról, a műholdas és radar-meteorológiáról, az automatizálás problémáiról, a folyó és tervezett klimatológiai kutatásokról, a hegyi meteorológiáról, a légköri szennyeződés kérdéseiről, végül az agro-, bio- és erdészeti meteorológia eredményeiről, terveiről. E színvonalas tájékoztatók rövidesen idegen nyelven, külön kiadványban is megjelennek.

A szóbeli beszámolókat szervesen egészítette ki harmadnap egy 100 km-es tanulmányi kirándulás: Hradec-Kralovő jól felszerelt obszervatóriumát látogattuk meg, ahol *Piha* dr. szakavatott vezetésével ózonspektrométert, modern sugázmérőket és légkörfizikai berendezéseket tekintettünk meg s a velük folytatott korszerű kutatásokról tájékoztunk.

A mintaszerűen gördülő rendezés, a kifogástalanul működő (német—orosz—cseh) szimulán tolmácsolás, a miniszteri fogadás ünnepi koktél-partija, a szünetek eszmeceiréi stb. által kialakított barátságos légkör emberileg is közel hozta egymáshoz a 7 baráti állam szakmai képviselőit, a testvérszolgálatok vezetőit.

Takács L.

Kiváló és lelkiismeretes munkában eltöltött közel 30 év után, múlt év decemberében vonult nyugdíjba *Békeffy Józsefné*.

A Budapesti Tudományegyetem Bölcsészeti Karán, 1936-ban szerezte meg matematika-fizika szakos tanári oklevelét. Néhány éves külföldi tartózkodása után 1941 augusztusában került az Országos Meteorológiai Intézethez, ahol először a klimatológiai osztályon, majd az Intézet könyvtárában dolgozott. 1949-ben az aerológiai osztályra került, ahol mint aerológus a szolgálati beosztása mellett kutató munkát is folytatott a légkör egyensúlyi helyzeteinek megállapítására vonatkozóan. Számításokat végzett az elemi légtömeg módszerrel, a Faust-féle, a Similá-féle és a réteg módszerrel. Ez utóbbi módszereket *Békeffyné* alkalmazta először Magyarországon. Vizsgálati eredményei a tudományos kutatások beszámoló kötetiben jelentek meg. 1954 decemberében visszakерült a központi intézetbe mint könyvtárvezető és külügyi előadó. Könyvtárvezetőként megszervezte több mint 80 országgal a szakkiadvány-cserét. 1958 januárjában kinevezték a titkárság vezetőjének, ettől kezdve párhuzamosan intézte a titkársági és a nemzetközi ügyeket. 1959 májusától már csak a szolgálatunk nagymértékben megnövekedett nemzetközi ügyeinek vitelével foglalkozott, mint a Nemzetközi Kapcsolatok Osztályának vezetője.

Békeffy Józsefné a szocialista országok igazgatói konferenciáin és kormánydelegáció tagjaként a Meteorológiai Világszervezet számos ülésén képviselte szolgálatunkat az elmúlt évtizedben.

Az NKO vezetőjeként irányította a nemzetközi levelezést, a kongresszusok, konferenciák szakmai és technikai előkészítését, hazai nemzetközi konferenciák szervezését és lebonyolítását, külföldi tanulmányutak előkészítését, tapasztalateserére érkező külföldi vendégek fogadását, munkatervük és kulturális programjuk összeállítását. Ellenőrizte a Meteorológiai Világszervezet határozatainak teljesítését és a nemzetközi ügyintézésrel kapcsolatban felmerülő számos bonyolult feladatot — határozott egyéniséggel, rendkívül pontos munkavégzésével — mindig kiválóan megoldott.

Szakmai felkészültsége nagy nyelvtudással párosult, amelyet alapos, szívszó munkával szerzett meg. A fiatal meteorológusok nyelvtanulását is mindig szorgalmazta, szervezte az intézeti nyelvversenyeket. Kiváló munkájáért nyugdíjba vonulása előtt a Munka Érdemrend ezüst fokozatával tüntették ki. Nyugdíjba vonulása azonban nem jelent végleges búcsút, hiszen reméljük; hogy szakmai tájékozottságát, nagy nyelvtudását még nagyon sokáig fogja szakmánk javára fordítani.

Mohácsi M.

METEOROLÓGIAI VILÁGNAP

A magyar szolgálat is megünnepelte 1970. mácius 23-át, a X. Meteorológiai Világnapot. A Meteorológiai Világszervezet Végrehajtott Bizottsága a „Meteorológiai oktatás és továbbképzés” c. témát ajánlotta a nemzeti szolgálatok ez évi ünnepi ülésére, tekintettel arra, hogy az Egyesült Nemzetek Szervezete az 1970. évet „Nemzetközi Oktatási Év”-nek jelölte ki.

Az Ünnepséget az MMT az MTESZ székházában rendezte meg, ahol szép számú hallgató-ság előtt *Dobosi Zoltán* egyetemi docens tartott előadást a meteorológia egyetemi oktatásáról. Az érdekes előadás után *Bacsó Nándor* egyetemi tanár ismertette a Kertészeti Egyetemen folyó meteorológiai oktatást, s bejelentette, hogy a jövőben a meteorológusok a Kertészeti Egyetemen is elnyerhetik az egyetemi doktori címet. *Predmerszky Tibor* igazgatóhelyettes pedig az orvosok meteorológiai oktatása bevezetésének fontosságáról szólt. Az ünnepi ülés filmek vetítésével zárult. A filmek a WMO szervezeti felépítését és működését, atomenergiaival működő meteorológiai állomásokat, és az időjárási frontokon történő átrepülés módját és veszélyeit mutatták be, nagyon szemléletes, érdekes módon.

Mohácsi M.

*

M. I. BUDIKO 50 ÉVES

M. I. *Budiko* professzor, az Időjárás Szerkesztő bizottságának tagja ez év januárjában töltötte be ötvenedik életévét.

Alkotóereje teljében lévő tudósnál ez a kor még messze van attól, hogy munkásságáról teljes képet rajzolhassunk, ám *Budiko* professzor már kora ifjúságától fogva olyan széleskörű és intenzív tudományos tevékenységet fejtett ki a fizikai klimatológia területén, hogy ez idő tájt már közel három évtizedes szakmai múlt áll mögötte.

Főiskolai tanulmányait a leningrádi Politechnikai Intézetben végezte, ahol 1942-ben szerzett mérnökfizikus oklevelet. Tudományos munkásságát még mint főiskolai hallgató kezdte el a leningrádi Geofizikai Főobszervatóriumban, s ennek eredményeként 1944-ben megvédte kandidátusi értekezését. Munkássága az ezt követő években a természetben végbemenő párolgás problémakörére összpontosult, s 1948-ban megjelent „A természetes felszín párolgása” c. monográfiája, amelyben a hő- és vízháztartás fizikai elemzése alapján új alapokra helyezte a párolgás klimatológiai meghatározását. E műve alapján elnyeri a fizikai-matematikai tudományok doktora fokozatot.

Tovább folytatva a légkör és az aktív felszín közötti fizikai folyamatok kölcsönhatásának vizsgálatát, kidolgozta a talajközeti légrétegben fellépő turbulens kieserélődés számításának módszerét különböző rétegződések esetére.

Ezek a vizsgálatok alapozták meg az energia-háztartás komponenseinek földgömbi eloszlását bemutató alapvető térképeit és a „Földfelszín hőháztartása” c. művét, amelyek 1956-ban jelentek meg. Ezen kimagasló tudományos teljesítménye elismeréseként 1958-ban megkapta a Lenin díjat.

M. I. *Budiko* 1954 óta igazgatója a leningrádi Geofizikai Főobszervatóriumnak, s 1964-től a Szovjetunió Tudományos Akadémiájának levelező tagja. Kutatótevékenysége és felelősségteljes hivatali teendői mellett módot talált arra is, hogy a Meteorológiai Világszervezet különböző bizottságainak keretében is aktívan közreműködjön. E sorok írójának módja volt több nemzetközi konferencián találkozni *Budiko* professzorral, aki szerény, kissé talán visszahúzódo modora ellenére is szenvedélyes vitázóvá vált, valahányszor a klimatológiának mint fizikai tudománynak a továbbfejlesztéséről esett szó.

Budiko munkásságát a magyar klimatológusok is jól ismerik és mindenkor nagyra értékelték, s lényegében azok az energiaháztartási vizsgálatok, amelyek ma a hazai éghajlati kutatások egyik fő részét teszik, az általa rögzített koncepciókra épülve terebélyesednek. Annak tudatában, hogy a jövőben még számos eredménnyel gazdagítja a fizikai klimatológia területét, kívánunk *Budiko* professzornak, a tudósnak, s úgy is mint az Időjárás szerkesztő bizottsága tagjának jó egészséget és további sikereket.

Péczy Gy.

*

KOZMA BÉLA NYUGALOMBA VONULT

Kozma Béla a fizikai tudományok kandidátusa, az Időjárás Osztály tudományos főmunkatársa 34 évi szolgálat után, 1969. december 31-én nyugalmoba vonult.

Tanulmányai befejeztével a szegedi Tudományegyetemen volt gyakornok, majd tanársegéd, innen a Honvéd Repülő Időjelző Szolgálatához került. A meteorológiai szolgálatban 1946 novemberében kezdte meg tevékenységét, s megszokták nélküli itt dolgozott nyugdíjazásáig.

1949 óta elméleti meteorológiai kutatásokat folytatott. Kutatásainak tárgya a szél erőségének és a szél nyomásának számszerű helyi előrejelzése, továbbá ehhez kapcsolódott a légnyomás térbeli eloszlásának és a csapadék mennyiségének kapcsolatára irányuló alapkutatása. Vizsgálatairól több tanulmányban számolt be. Munkái közül kiemeljük „A talajmenti légáramlás mennyiségi előrejelzése” című kandidátusi értekezését, melyel tudományos minősítést szerzett 1957. júniusában. Ugyanebben az évben a Német Meteorológiai Társaság ülészakán „Quantitative Vorhersage der Bodenluftströmung” címmel előadást tartott. Prof. Dr. *Hans Ertel*, a Német Demokra-

tikus Köztársaság Tudományos Akadémiájának helyettes elnöke meghívására, 1958-ban és 1959-ben, tanulmányúton vett részt abból a célból, hogy elméletét három német obszervatórium (Potsdam, Wahnsdorf és Warnemünde) szélviszonyaira is kiterjessze.

Munkássága elismerésül a Magyar Népköztársaság Forradalmi Munkás-Paraszti Kormányának a „Szocialista Munkáért” érdeméremmel tüntette ki.

Önálló kutatói tevékenységével érdemelte ki, hogy 1960. szeptember 1-én az Intézet első tudományos főmunkatársa lett.

1963 őszén ugyancsak az NDK Tudományos Akadémiájának vendégeként 6 hetet töltött az NDK-ban, ahol a fent említett három német obszervatórium csapadékadatainak felhasználásával végzett csapadékelőrejelzési vizsgálatokat.

1964-ben a Magyar Tudományos Akadémia Közgylésén tudományos munkásságáért az akadémiai jutalom III. fokozatát nyerte el.

Kozma Béla azokhoz a kutatókhoz tartozik, akik figyelmüket állandóan és kitartóan az őket érdeklő problémák megoldására összpontosítják. Bizton reméljük, hogy nyugalomba vonulásával alkotó tevékenysége nem zárul le, hanem ellenkezőleg, még inkább kiteljesedik. Ehhez kívánunk *Kozma Bélának* jó egészséget és eredményes, alkotómunkában gazdag nyugalmi éveket.

Szalay G.

*

A METEOROLÓGIAI MESTERSÉGES HOLDAK ELSŐ ÉVTIZEDE

1970. április 1-én volt 10 esztendeje, hogy az Egyesült Államokban felbocsátották az első meteorológiai mesterséges holdat, a TIROS I-et. A műholdas információszerezés azóta sokat tökéletesedett. Megvalósult az egész Földre kiterjedő megfigyelés, a geoszinkron holdak pedig az észlelések időbeli folyamatosságát biztosítják. Javult az információk megbízhatósága, a felbontóképesség mértéke. Az újfajta észlelések sorában ott találjuk a vertikális hőmérsékleti profil kimérését, továbbá a mikro-hullámú technikát. A műholdakkal nyert megfigyelési adatok a korszerű operatív és kutató munka szerves részét alkotják. Kialakult a meteorológiának egy új ágazata, a műhold-meteorológia. Az elmúlt évtizedben felbocsátott meteorológiai mesterséges holdak (TIROS, Nimbus, ESSA, Kosmosz, Meteor sorozatok) száma elérte a 30-at. Ha ehhez még hozzászámítjuk a Molnija I, ATS és Szonda műholdakat, illetve űrobjektumokat, ez a szám megközelíti a 40-et. Minden remény megvan arra, hogy az elkövetkezendő évtizedben a meteorológiai mesterséges holdak jelentősége tovább növekedik, gondoljunk csak a WWW-ben, valamint a GARP-ban játszott döntő szerepükre.

Tánczer T.

TANÁCSKOZÁSOK A SZOCIALISTA ORSZÁGOK KOZMIKUS METEOROLÓGIAI EGYÜTTMŰKÖDÉSÉRŐL

A kozmikus meteorológiai együttműködés 1., 2. és 7. témájában a tudományos vezetők és felelős végrehajtók találkozója március 2—4 között zajlott le Moszkvában. A megbeszéléseken a Bolgár Népköztársaság, a Magyar Népköztársaság, a Német Demokratikus Köztársaság és a Szovjetunió képviselői vettek részt. A magyar delegációt *Czelnai Rudolf*, *Koppány György* és *Tánczer Tibor* alkotta.

A tanácskozáson értékelték a megelőző szimpóziumot; tudományos és gyakorlati szempontból egyaránt jelentős eseménynek ítélték meg. A delegátusok ezután beszámoltak az egyes témákon belül elvégzett munkákról. Határozatot fogadtak el a borsúra összeállítására „a légáramlás és légrétegződés azonosítása a műholddal megfigyelt mezométerű felhőzet szerkezeti sajátosságai alapján” c. tárgykörben.

Az egyes delegációk javaslatai alapján összeállították az 1972—75. évekre vonatkozó perspektivikus terveket. Megállapodtak a munkaértekezletek, szimpóziumok, tanulmányutak és konzultációk időpontjában az 1970—71. évekre.

A kozmikus meteorológiai együttműködés 3.—6. témájában a tudományos vezetők és felelős végrehajtók találkozására 1970. április 14—18 között Krakkóban került sor. Egyidejűleg rendezték meg a rakéta szondázó hálózat létesítésére alakult szakértői csoport ülését. A találkozón a Bolgár Népköztársaság, a Lengyel Népköztársaság, a Magyar Népköztársaság, a Német Demokratikus Köztársaság, a Román Szocialista Köztársaság és a Szovjetunió szakemberei képviseltették magukat. Magyar részről *Borbély Edit* tudományos csoportvezető volt jelen.

A küldöttek beszámoltak az elmúlt évben elért eredményekről. A magyar meteorológiai szolgálat a 3. témában („A sűrűségi, hőmérsékleti, nyomási és szélmező kutatása 100 km magasságig Heiss-szigeten, a mérsékelt szélességeken és hajókról”) vesz részt, és a kutatók azon belül is a meteorológiai elemek mezőiben a felső légkörben észlelhető tavaszi-ősi átváltódás, továbbá az egyenlítői zónában megfigyelhető 26 havi periódus vizsgálataira összpontosulnak. A téma tovább bővült a napsugárzási, valamint fotokémiai vizsgálatok beiktatásával. Ezen keresztül tervezték a légköri ózon tanulmányozását is, amelyben a magyar szolgálat is közreműködhet.

Megvitatták a rakétaszondázó hálózat létesítésével kapcsolatos kérdéseket. Ezenfelül célul tűzték ki a már meglévő állomásokon a csúcsmagasság 100 km-re történő emelését. Összeállították a témák művelésével kapcsolatban szükséges utazások, tanácskozások rendjét.

A témaértekezletek után 1970. április 20—24 között Krakkóban tartották meg a szocialista

országok Kozmikus Meteorológiai Állandó Munkacsoportjának III. ülését. A magyar delegációt *Dési Frigyes*, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke vezette, tagjai *Ambrózy Pál* és *Tánczer Tibor* voltak.

A találkozózt *E. Bobinski*, a Lengyel Hidrometeorológiai Szolgálat vezetője nyitotta meg, a Lengyel Tudományos Akadémia nevében *Zonn* professzor köszöntötte a vendégeket. Az ülésszak feladata volt a témaértekezletek anyagának megvitatása, illetve jóváhagyása. A konferencia ezt a munkát kisebb módosításokkal és kiegészítésekkel elvégezte.

A tanácskozások légköre baráti volt. A lengyel vendéglátók kellemes zakopane-i kirándulás szervezésével is kedveskedtek a konferencia résztvevőinek.

Tánczer T.

*

A DUNABIZOTTSÁG ÜLÉSE

A Dunabizottság 28. ülészakát 1970. március 3—14. között tartotta Budapesten. Az ülésen a dunai államok delegátusain kívül, megfigyelőként képviseltette magát a Meteorológiai Világszervezet, az Európai Gazdasági Bizottság Titkársága, a Nemzetközi Távközlési Unió, a Vaskapu Igazgatóság és a Rajka—Gönyű közötti dunaszakasz Folyami Igazgatósága.

A hidrometeorológiai kérdéseket tárgyaló munkacsoport, amelynek elnökéül a jugoszláv *R. Markovics*ot választották meg, két fontos probléma megvitatására összpontosított a tárgyalásait, nevezetesen a Duna jégjelenségeinek előrejelzésére és az alacsony vízszintek hosszútávú előrejelzési módszereinek áttekintésére.

A jégelőrejelzések továbbfejlesztése széleskörű hőháztartási adatgyűjtést igényel a folyamán különböző szelvényein. Az ilyen irányú komplex adatgyűjtés cseh-szlovák—magyar—jugoszláv kooperációban már megindult, s ebbe az elmúlt tél folyamán bekapcsolódott a magyar meteorológiai szolgálat is. A kiterjedő adatgyűjtés munka szükségessé teszi e tevékenység maximális mértékű automatizációját.

A hosszútávú kisvízi előrejelzések kérdéseit áttekintve, a munkacsoport leszögezte, hogy az alkalmazható módszereket tüzetesen át kell tanulmányozni, s ezért örömmel fogadták a magyar delegáció azon javaslatát, hogy a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézetben általános útmutatót készítsenek a hajózási kisvízszintek meghatározására s azt a Dunabizottság rendelkezésére bocsátják.

A hidrometeorológiai munkacsoport átvizsgálta és jóváhagyó javaslatával terjesztette plenáris ülés elé a Dunabizottság 1971. évi munkatervének azon hidrometeorológiai kérdésekre vonatkozó pontjait, amelyek többek között a Duna 1969. évi hidrológiai évkönyvének kiadását, a havi vízálláselőrejelzések mód-

szereinek felülvizsgálatát, a dunai országok hidrometeorológiai szolgálataival való koordinált együttműködést, s homogenizált lefolyás-adat sorok 1940-ig történő visszamenőleges közzétételét célozzák.

Az ülésszak eredményes munkáját a Dunabizottság soros elnökének *K. Enderl* osztrák nagykövetségnek a Bizottság székházában március 14-én este adott nagyszabású fogadása zárta be.

Péczely Gy.

*

BACSAK GYÖRGY

Bacsák György (1870—1970) a geológiai, a csillagászati, a klimatológiai ismeretek összekapcsolásával művelt tudományterületnek, a Föld mintegy 500 ezer évvel ezelőtt kezdődő történetének: a jégkorszakoknak nagy hazai kutatója, e korszakok okait, lefolyását magyarázó tudósok elméleteit bíráló, összevető s véleménye szerint a legjobbnak: Milankovičnak nézeteit továbbfejlesztő, széleslátókörű természettudós, fáradhatatlan szorgalmú tudományos dolgozó 100. születésnapja előtt néhány héttel március 4-én elhunyt.

Évszázadot kitevő életének nagyobb részét jogászként élte. A rövidebb részt, az utolsó 40—50 évet tette ország-világ előtt ismertté, tartalmassá paleoklimatológiai kutatómunkájával, amelyet első ízben a magyar meteorológusok körében mutatott be ezelőtt 30 évvel s nyomtatásban is folyóiratunkban jelent meg 1940-ben (*Az Időjárás* XLIV—XLVI. kötet 8—16., 62—69. és 105—108. old.). Ekkor fejtette ki azt a nézetét, hogy a jégkorszakokat kutató elődei kivétel nélkül elkövették azt a hibát, hogy az eljegesedések közötti időszakokat egyöntetűen száraz-meleg éghajlatnak tekintették. Csillagászati törvényekre alapított éghajlati megfontolásokkal — tiszteletreméltó matematikai apparátussal — kidolgozta klímatablázatát és naptárát (amelyet világszerte *Bacsák-féle* klímanaptárnak neveznek), részletes leírást adva benne az utolsó 500 év klímátörténetéről, megerősítve a jégkorszakokról addig kialakult ismereteket, közreadván az interglaciálisok időbeli tagolódását, lefolyását, a köztük mutatkozó különbségeket elsőként rögzítő, saját nézeteit. Nem oldott meg minden paleoklimatológiai problémát, de az ő eredményei vannak a mai napig a legjobb összhangban a geológiai, a paleobotanikai és a paleozoológiai kutatások más-más módszerekkel elért eredményeivel.

Századik születésnapjának megünneplésére készülő hazai tudományos testületeink már csak sírjánál juttathatják kifejezésre a születésnapra szánt elismerésüket, nagyrabecsülésüket. Járuljon ez a néhány sor *Bacsák György* hírnevének, emberi és tudós nagyságának fennmaradásához a magyar meteorológusok részéről.

Kéri M.

A SZINOPTIKUS- ÉS REPÜLSMETEROLÓGIAI MUNKACSOPORT HARMADIK ÜLÉSE

A szocialista országok meteorológiai és hidrometeorológiai szolgálatainak szinoptikus- és repülésmeteorológiai munkacsoportja (RGSAM) 1970. május 6—13 között tartotta meg negyedik munkaértekezletét Moszkvában.

Az ülésen nyolc ország szolgálata 18 delegálttal képviseltette magát. A Magyar Meteorológiai Szolgálat kiküldöttként *Lépp Ildikó* osztályvezető vett részt a tanácskozáson.

A munkaértekezletet *V. I. Korzun*, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának igazgatóhelyettese nyitotta meg. Az üléseket *R. Ziemann*-nak (NDK), a munkacsoport állandó elnökének az akadályoztatása miatt, *Dr. H. Wehmer* vezette.

Az értekezlet először a kód kérdésekkel foglalkozott. Mint ismeretes, a WMO-nak minden tagállama elküldte a Titkárságra az új kódokkal kapcsolatos véleményeket és javaslatokat. A delegáció vezetőiknek beszámoló alapján kitűnt, hogy az 1969. évi potsdami konzultatív értekezlet eredményeképpen a szocialista országok egységes állásfoglalást alakítottak ki. A WMO-hoz beérkezett válaszok és javaslatok alapján a SYNOP kódnak újabb három változatát dolgozták ki. A jelenlevők, az automatikus megfigyelések és a számítógépes adatfeldolgozások igényeit figyelembevéve, megvitatták az új variációk előnyeit és hátrányait az egységes állásfoglalás érdekében.

Foglalkoztak még a vertikális szélnyíródásnak a maximális szél zónájában történő jelentésével, valamint a felhőzet kódolásával. A jelenlevők is szükségesnek találták, hogy a WMO a nemzetközi felhőatlaszt átdolgozza és olyan kódolási eljárást dolgozzon ki, amely a mérsékelt szélességeken és a trópusokon egyaránt alkalmazható. Tárgyaltak még a nemzetközi használatra javasolt és a radar-megfigyelések továbbítására szolgáló ún. RADOM kódról, valamint a műholdadatok továbbítására kidolgozott SEREP kód-tervezetről.

A továbbiakban megállapították, hogy 1973-ig minden nemzeti centrumnak fel kell készülnie, hogy a facsimile térképek helyett a rácspondatatok vagy a kódolt adatok kerülnek továbbításra. A jelenlevő országok egységesen támogatni fogják a Szovjetuniókat az ajánlatát, hogy a meteorológiában mindenütt a metrikus rendszert vezessék be.

A munkaértekezlet ezután repülésmeteorológiai kérdésekkel foglalkozott. Megvitatták a CAeM(Ext). ANC-V/Montreal, 1969 áprilisi ülésén hozott szabályzatokat és határozatokat. Ezek elsősorban a turbulencia felderítésére és jelentésére, a repülés előtt és a repülés alatt nyújtott meteorológiai információkra, valamint a repülésmeteorológiai szolgálatok centra-

lizálására vonatkoznak. A munkacsoport a szabályzatokat elfogadta és a határozatokat a legmesszebbmenően végrehajtja.

A szuperszonikus utasszállítógépek meteorológiai eligazításával kapcsolatban hangzott el *I. Títov* kutató mérnöknek az előadása az SST repüléseket befolyásoló meteorológiai jelenségekről.

A következőkben széleskörű véleménycsere alakult ki a műhold, valamint a radaradatoknak az operatív munkában történő felhasználásáról. A jelenlevők beszámoltak arról, hogy szolgálatuk milyen módon használja fel ezeket az adatokat az előrejelzések készítésénél és a szinoptikus térképek analízisének.

Végül a munkacsoport további fontos feladataira való tekintettel megállapodtak abban, hogy a következő munkaértekezletet a XI. Igazgatói Konferencia előtt kell megrendezni.

A résztvevőknek nagy élményt nyújtott az osztankinói televíziós toronynak és az ott folyó meteorológiai kísérleteknek a megtekintése.

Lépp I.

*

REPÜLSMETEROLÓGIAI MUNKAÉRTEKEZLET SZLOVÁKIÁBAN

„A vízszintes és ferde látás, az alacsonyszintű felhőzet és a szél (12 km magasságig) előrejelzésének módszerei” című, a szocialista országok által koordinált kutatási téma első munkaértekezlete Pozsonyban zajlott le, 1970. május 18—23. között. Az értekezleten a rendező szlovák meteorológusokon kívül bolgár, cseh, magyar, német, román és szovjet szakemberek jelentek meg. Magyar részről e sorok írója vett részt.

Az értekezlet első részében 3 előadás a numerikus előrejelzések, 14 pedig az aeroklimatológiai feldolgozások köréből hangzott el. Az ülészak második felében lezajlott megbeszélések eredményeként az alábbi észrevételek és határozatok születtek:

1. A megkezdett munkát tovább kell folytatni, mert a repülés rohamos fejlődésével a repülésmeteorológiának is lépést kell tartania.

2. A látás és az alacsony felhőzet prognózisánál fokozni kell az objektív módszerek használatát. Különös figyelmet kell fordítani a harmatpont előrejelzésére.

3. A helyi feltételek erősen hatnak az alacsony felhőzetre és a látásra. Ezért nagyon fontos a repülőterek komplex dinamikus-klimatológiai feldolgozások tüzetes tanulmányozása.

4. Bár a szél numerikus előrejelzése alapján megoldott feladat, a domborzati effektusok figyelembevételére, valamint a futóáramlások zónájában fellépő maximális szél és szélnyírás előrejelzésére fokozott figyelmet kell fordítani.

Illés L.

ÚRKUTATÁSI SZIMPÓZIUM MOSZKVÁBAN

A szocialista országok kozmikus meteorológiai együttműködésének 1. és 2. témájában („A felhőzet mezejének kutatása meteorológiai műholdakról nyert adatok alapján” és „A meteorológiai műholdakkal megfigyelt sugárzási mező vizsgálata”) Moszkvában 1970. február 25—27 között szimpóziумot tartottak az 1968—69-ben végzett munkákról. A szimpóziумot I. P. *Velov*, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Központjának igazgatóhelyettese nyitotta meg. A magyar meteorológiai szolgálatot *Makai Lászlóné* egyetemi adjunktus, *Ambrózy Pál* tudományos főosztályvezető, valamint *Koppány György* és *Tánczer Tibor* tudományos csoportvezetők képviselték. Az előadások a következő témák köré csoportosultak: felhőzeti mező időbeli-térbeli szerkezete (*Makainé-Rákóczi, Szonyeskin, Tánczer*), konvektív cellák és felhőövek (*Veltiszev*), lee-hullámok (*Ambrózy, Neumeister*), felhőörvények (*Popova, Sarov—Sztancsev*), sugárzási adatok felhasználása a szinoptikus analízisben (*Busch-Hoebbel, Koppány*), sugárzási egyenleg (*Belov—Berkovics—Kurilova, Werner*), sugárzási mező (*Boldirjev*). Az előadásokat élénk vita követte. A résztvevők számára V. A. *Bugajev*, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának vezetője adott fogadást.

Tánczer T.

*

SZIMPÓZIUM AZ AUTOMATIKUS METEOROLÓGIAI ÁLLOMÁSOKRÓL

A Bukaresti Igazgatói Konferencia ajánlása alapján az NDK Meteorológiai Szolgálat Potsdamban, 1970. március 16—21. között rendezte meg az „Automatikuss meteorológiai állomások fejlesztése és alkalmazása lakott területeken” c. szimpóziумot.

Az ülésen öt európai szocialista ország szakemberei mellett meghívott vendégként résztvettek Szíria és a Kelet-Afrikai Államszövetség képviselői is. A résztvevők 14 előadást tartottak; magyar részről „URH távzásmérő hálózat digitális vevőközponttal” címen hangzott el beszámoló. A vendéglátók tanulmányi kirándulás során mutatták be a Grünow-ban — Potsdamtól 120 km távolságra — felállított első automata állomásukat, amely 9 hónapja üzemel s óránként 15 elemet mér. Az adatokat távgepíron hívják le Potsdamból.

Az előadások és a vita során kialakult álláspontunk szerint a szocialista országokban is adottak a reális műszaki feltételek „felügyeletes automata állomások” létrehozására. Ez — a kissé paradoxonként tűnő — definíció azt jelenti, hogy az állomáson egyetlen személy teljesít szolgálatot (ott is lakik), és a nappali órákban vizuálisan észleli a műszeresen nehezen

megfogható elemeket. A szinoptikus állomások krónikus létszáhiánya ilyen módon áthidalható. A szimpóziумon ismertetett *UATGMC-1* típusú szovjet állomás észlelési programja még bővebb; a szokásos elemeken kívül méri a látástávolságot, felhőmagasságot és zúzmara lerakódást is.

Az előadásokat követő vita során kirajzolódottak a komplex automatizálás következő feladatai is:

a) A korszerű információ források (műhold, radar, automata állomás) optimális együttműködése, különös tekintettel a veszélyhelyzetek előrejelzésére;

b) Mérőfejek kialakítása további elemekhez;

c) Az automatikusan nyert információk továbbítására megbízható távközlési rendszer kialakítása.

A fenti problémákat részben a Műszeregységsztési Munkabizottság keretében, részben más munkacsoportokkal karöltve kell majd megoldani.

Mezősi M.

*

LEVEGŐKÉMIAI TANULMÁNYÚT AZ NSZK-BAN

A frankfurti J. W. Goethe Egyetem Meteorológiai és Geofizikai Intézetének meghívására *Mészáros Ernő* tudományos osztályvezető 1970. május 5—16 között Frankfurtban tartózkodott. A látogatás idején elsősorban az intézet levegőkémiai csoportjának munkáját tanulmányozta, amelynek alapvető feladata a légköri kénvegyületek keletkezésének, tartózkodási idejének és kimosódásának, illetve koncentrációjának és eloszlásának tanulmányozása. A kutatás oly módon van megszervezve, hogy a munka jelentős részét, *H. W. Georgii* professzor (intézeti igazgató) és *Dr. D. Jost* csoportvezető irányításával, egyetemi hallgatók végzik, akik az intézetben diploma-munkájukat készítik. A laboratóriumi munkák megtekintésén, illetve megbeszéléseken kívül a meghívás ideje alatt a repülőgépes mérések megtekintésére is lehetőség nyílt.

Frankfurti tartózkodása alatt *Mészáros Ernő* meglátogatta a Wetterdienst Klimatológiai Osztályát, ahol az ipari légszennyeződéssel kapcsolatos technikai klimatológiai munkákat tanulmányozta. Ellátogatott továbbá Mainzba, ahol megtekintette a Max Planck Kémiai Intézet (igazgató: *Prof. Ch. Junge*) levegőkémiai részlegének laboratóriumait és a részleg munkatársaival megbeszéléseket folytatott.

A légköri kénvegyületek problémájával kapcsolatos saját kutatásairól „A szulfát-részecskék nagyság szerinti eloszlása, összetétele és eredete az alsó troposzférában” címmel *Mészáros Ernő* előadás keretében számolt be.

Nagy Á.

A szocialista országok meteorológiai szolgálatainak távközlési munkabizottsága 1970. február 9—17. között Moszkvában tartotta VI. ülését. Tekintettel a nagysebességű hírközlés kiszöbönálló bevezetésére, a szokott-nál népebbebb delegációk képviselték az egyes országokat, amelyen magyar részről *Lépp Ildikó* és *Mezősi Miklós* tud. osztályvezetők vettek részt.

Ismeretes, hogy az *Időjárás Világhálózat* kiépítése során a meteorológiai távközlést is korszerűsíteni kell. A számítógépek fokozódó felhasználása az előrejelzésben nagysebességű és hibavédelemmel ellátott adatszerét kíván meg a regionális és nemzeti központok között. Külön telekommunikációs kompjuter gondoskodik az automatikus adatszelekciónról és végzi a vonalak átkapcsolását fakszimile térképek továbbítására. Az új hírközlési rendszer kialakítása sok műszaki problémával jár, s éppen ezért nagy jelentőségű volt a napirend első pontjaként tárgyalt információcsere: az egyes országok milyen konkrét tervekkel dolgoztak ki a nagysebességű hírközlésre és ehhez milyen berendezéseket kívánnak felhasználni?

Az 1.200 B-os adatátvitelre a Szovjetunióban kifejlesztették a megfelelő MODEM-et (modulátor—demodulátor) és a hibavédelmi egységet. E berendezésekkel a résztvevők a Moszkva—Leningrád összeköttetésben gyakorlati bemutatót is láthattak. A szocialista országok zömmel szovjet gyártmányú készülékekkel építik fel az új távközlési rendszert és — tekintettel a nagy költségekre — az első időszakban távközlési kompjuter helyett több helyen kézi adatszelekciónkat terveznek.

Magyar részről az *Elektronikus Méréskészülékek Gyára* által francia licenc alapján gyártott 810-es típusú, 3. generációs kis-számítógépével kívánjuk biztosítani az automatikus adat-szelekciót.

Az értekezlet behatóan foglalkozott az adatszer programozásával is. Az új rendszer u. i. nemcsak közel 20-szoros sebességet és hibavédelmet jelent, hanem a hírközlési csomópontok megváltozását is. Ezzel együttjár a numerikus és fakszimile anyag menetrendjének teljes átdolgozása, figyelembevéve a számítógépes előrejelzések igényét.

Az ülés — informatív jelleggel — megállapította az egyes szakaszok a továbbítandó anyagmennyiséget: a numerikus anyag adása a napi 2 órát még a Moszkva—Prága—Offenbach fővonalon sem haladja meg, a többi idő fakszimile — és feldolgozott műholdinformációk továbbítására áll rendelkezésre.

A nemzeti gyűjtésnek HH + 05 és HH + 15 között kell megérkeznie az illetékes regionális központba. Ezt a követelményt már jelenleg is tudjuk teljesíteni.

Az új rendszer bevezetésére a résztvevők a határidőkben is megállapodtak. Eszerint a

Moszkva—Prága fővonal 1971-ben, Budapest pedig 1972-ben kezdi meg az 1.200 Baud-os üzemet.

Az RGMT VI. ülése több fontos kérdésben nem döntött. Hátra van az átmeneti időszak részletes, koordinált tervének kidolgozása, egységes operatív procedúra megállapítása és az adatsere programjának összeállítása. Mindezeket az RGMT rendkívüli ülése vitatja majd meg.

Mezősi M.

*

A KAPG ÉS METEOROLÓGIAI ALBIZOTTSÁGÁNAK ÜLÉSE SOPRONBAN

1970 áprilisában tartotta a szocialista országok tudományos akadémiáinak planetáris geofizikai együttműködési bizottsága (KAPG) és meteorológiai albizottsága előadásokkal egybekötött ülését Sopronban. Az ülés főfeladata az együttműködés keretében koordinált napfizikai, meteorológiai, geofizikai, geodéziai, oceanológiai, stb. kutatások következő öt éves tervének kidolgozása.

A meteorológiai albizottság elnöki teendőit magyar koordinátor látja el. A következő 5 évre javasolt kutatási program az elmúlt időszak együttes munkájának folytatásaként 5 témakört foglal magában. Ezek a légkör nagy térségű folyamataira: az általános cirkulációra, a cirkulációs és klíma-ingadozásokra, a sugárzási energia területi eloszlására, továbbá a magaslégkör összetételének, mozgásjelenségeinek megismerésére irányulnak a 30—50 km közötti légréteg ózontartalmának, a 80 km magasságban a magasabb szélességeken megfigyelhető világító felhőknek és más magaslégköri optikai jelenségeknek vizsgálata útján.

A témafelelősök beszámoltak az elmúlt évben 7 ország képviselőinek részvételével Siófokon rendezett ózonszimposiumról és műszerösszehasonlításról, a világító felhők tárgyköréből Tallinban, a magaslégkör optikai jelenségeiről pedig Tbilisizben rendezett szemináriumról és szimposiumról.

Az albizottság 1971-ben három szimposiumot tervez: az általános cirkuláció, a sugárzás-kutatás és a magaslégköri ózon tárgyköréből. Emellett az albizottság tagjai, amennyiben erre lehetőség nyílik, résztvesznek a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió 1971. évi Moszkvában tartandó ülészakán. Együttműködnek a szocialista országok meteorológiai szolgálataival és az INTERKOZMOSZ megfelelő kutatócsoportjaival.

Az albizottság ülésein több előadás hangzott el időszzerű tudományszervezési kérdésekről (a GARP terveiről) s *Váradi Ferenc* előadása a sugárzási műszerek összehasonlításának módszereiről és magyar eredményeiről.

Béll B.

Az év első négy hónapja új meteorológiai mesterséges holdak megjelenését tekintve igen termékeny volt. Az Egyesült Államokban és a Szovjetunióban több mint négy meteorológiai műholdat bocsátottak fel sikerrel.

Január 25-én a californiai Western Test Range kilövő állomásról fellétek az ITOS elnevezésű új meteorológiai műholdsorozat első tagját. Működésének és szerkezeti felépítésének ismertetése az *Időjárás* 1969. 2. számában történt meg. A műhold napszinkron, kvázipoláris, megközelítőleg körpályán kering. Az egyenlítő fölött a Föld napsütötte oldalán délnyugati irányban $15^{\circ} 01'$ -kor halad át, a pálya síkjá $101,2^{\circ}$ -os szögben hajlik az egyenlítő síkjához, a perigeum értéke 1428 km, az apogeumé 1490 km. A keringési idő $1^h 55' 06''$, ennek megfelelően a pálya inkrementum értéke 28,77 hosszúsági fok. A műholdat APT rendszerrel is ellátták, amely a televíziós képek mellett a nappali és éjszakai oldalán egyaránt sugárzási adatokat is szolgáltat.

Április 8-án ugyancsak a már említett kilövőhelyről került pályára a Nimbus 4, az eddigi legbonyolultabb és legköltségesebb meteorológiai műholdsorozat negyedik tagja. A Nimbus-holdak funkcióinak részletes leírása az *Időjárás* 1968. 4. számában található meg. A műhold napszinkron, kvázipoláris, körpályán halad. A Föld napsütötte oldalán a dél—északi egyenlítői áthaladás $11^h 44' 44''$ -kor történik, a pályasík $99,9^{\circ}$ -kal hajlik az egyenlítő síkjához, a pálya átlagos magassága 1110 km, amitől mindössze ± 10 km-es eltérés mutatkozik. A keringési idő $1^h 47' 18''$, így az egyenlítői metszések $26,82^{\circ}$ -onként követik egymást. A Nimbus 4 elsősorban a sokrétű sugárzásmérés miatt nagy jelentőségű, többek között ezzel folytatják a légkör vertikális hőmérsékleti szondázását.

A Szovjetunióban a Meteor elnevezésű meteorológiai műholdrendszer újabb két taggal gazdagodott. A Meteor 3 március 17-én, a Meteor 4 április 28-án került pályára. A Meteor holdak felépítésüket és funkcióikat tekintve lényegében megegyeznek a Kozmosz-család meteorológiai rendeltetésű holdjaival. Ezekről az *Időjárás* 1968. 4. számában olvashatunk. Mindkét műhold kvázipoláris, megközelítőleg körpályán halad. A pályasíknak az egyenlítő síkjával bezárt szöge $81,2^{\circ}$. A Meteor 3 pályájának perigeuma 537 km, apogeuma 635 km, a Meteor 4 esetében 637 km, illetve 736 km. A Meteor 3 keringési ideje $96' 25''$, így a pálya inkrementum értéke $24,17^{\circ}$, míg a Meteor 4 $98' 06''$ alatt kerül meg a Földet, $24,59^{\circ}$ hosszúság körönkénti egyenlítői metszéssel. A Meteor rendszerrel kapott információk feldolgozása a moszkvai Meteorológiai Világközpontban történik.

Tánczer T.

Folyóiratunk 1964. évi 4. számában jelent meg Götz Gusztáv összefoglalója a Föld meteorológiai szélsőértékeiről. Eszerint a legmagasabb légnyomásértéket (1079 mb) a szibériai Barnaulban mérték 1900-ban. Ezt a valószínűtlenül nagy értéket is meghaladta 1968 dec. 31-én 12 GMT-kor a Közép-Szibériai Agata állomás 1083,8 mb-os légnyomása. Az adat hitelességéhez nem fér kétség, minthogy a ritka állomáshálózat ellenére is két állomáson 1070 mb fölötti légnyomást észleltek, s az 1080 mb-os izobár meghúzása is teljesen reális volt. E magas légnyomás természetesen velejárója volt a derült idő, -40 , -50° -os hőmérsékleti értékekkel.

Ambrózy P.

*

XIII. COSPAR TALÁLKOZÓ LENINGRÁDBAN

A XIII. COSPAR (Committee on Space Research) találkozó 1970. május 20—29 között zajlott le Leningrádban. A COSPAR ülések áttekintést nyújtanak az űrutasítás elmúlt évi eredményeiről, egyben megjelölik a jövőre vonatkozó főbb feladatokat. Az idei COSPAR találkozó iránti érdeklődést fokozta, hogy az a Szovjetunióban került megrendezésre. Erre mutat az a tény is, hogy 35 országból közel ezer szakember vett részt. Az ülésszakot *U Thant*, ENSZ főtitkár és *A. Koszigin*, szovjet miniszterelnök táviratban üdvözölte.

Az ülések a COSPAR 7 munkacsoportja szerint folytak:

1. Műholdak követése, telemetriája és dinamikája,
2. Kísérletek a bolygóközi térben és a magnetoszférában,
3. Az űrtechnika alkalmazása asztrofizikai problémákra,
4. Kísérletek a felsőlégkörben,
5. Űrbiológia,
6. Az űrtechnika alkalmazása a meteorológiára és a Föld fényképezésére,
7. A hold- és bolygó kutatásra vonatkozó űrprogramok.

A magyar meteorológiai szolgálatot Tánczer Tibor tudományos csoportvezető képviselte, aki a 6. munkacsoport munkájában vett részt.

A meteorológiának az űrutasítás terén elfoglalt kiemelkedő jelentőségét bizonyítja, hogy a légkör műholdról történő szondázásáról külön, önálló szimpóziumot tartottak. Több előadás hangzott el a vertikális profilok (elsősorban hőmérsékleti, nedvességi és ózon) meghatározásáról, a légkör sugárzási karakterisztikáiról, felhőzeti, valamint meteorológiai szempontból lényeges földfelszíni karakterisztikák méréséről. A mintegy 35 előadás a már meglévő eredményeken keresztül vázolta azt a hatalmas perspektívát, amely a műholdakkal

végzett mérések révén a meteorológia tudománya előtt nyílik.

A munkacsoporton belül még további három témából voltak előadások: a) műholdakkal szerzett helyi megfigyelések, b) műholdak szerepe a GARP-ban, c) légkör szondázása meteorológiai rakétákkal.

Megjelölték a 6. munkacsoport jövő évi programját, amely a következő feladatokból áll:

1. A GARP-pal kapcsolatos tevékenység folytatása,
2. Légszennyeződés felderítése műholdakkal,
3. Földfényképezés,
4. Légkörkutatás meteorológiai rakétákkal,
5. Űrhajósok meteorológiai megfigyeléseinek kiértékelése.

Az ülések befejeztével a munkacsoport tagjai közös vacsorán vettek részt.

A COSPAR találkozó színvonalát emelte több asztronauta részvétele. Megjelent *Armstrong* amerikai, *Beregovoj*, *Hrunov* és *Volkov* szovjet űrhajós. Filmet mutattak be az Apollo 11 és az Apollo 12 útjáról, a Szójuz 6-7-8 manővereiről, az első közös szocialista mesterséges holdról, az Interkosmosz 1-ről. Kiállítást rendeztek a holdkutatás legújabb eredményeiről, amelyeket az Apolló űrhajósok segítségével értek el.

A COSPAR találkozó légköre igen baráti volt. Elismerés és köszönet illeti a rendezőket, akik messzemenően gondoskodnak arról, hogy a résztvevők jól érezzék magukat és a találkozó eredményes legyen.

Tünczer T.

*

AZ MMT ORVOSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA

március 12-én tartott előadóülésén *Örményi Imre*, az ORFI tudományos munkatársa az elektro-biometeorológia tárgykörébe vágó előadást tartott *Adalékok Budapest ELF „SFERICS” klímájához* címmel.

A rendkívül alacsony frekvenciájú sugárzások egy évnyi időtartamot meghaladó, az ORFI-ban végzett regisztrálásnak eredményeire és az egyidejűleg észlelhető esetleges mágneses viharok, korpuszkula- és UV-sugárzások más helyeken végzett vizsgálatát ismertető közleményekre támaszkodva nagyszámú, igen érdekes példát mutatott be az előadó annak igazolására, hogy a klasszikus front-biometeorológia sok tekintetben már túlhaladottnak tekinthető megállapításai miatt nem igazolódhatnak olyankor, amikor pl. markáns frontbetörések, vagy nagy energiákat takaró látszólag eseménytelen felsiklások idején halmozódniuk kellene a közismert meteoropatológiai tüne-

teknek. Hangoztatta, hogy amikor ez nem következik be, akkor szinte kivétel nélkül ellenkező hatást kiváltó, az előadásban ismertett elektrometeorológiai jelenségek komponenzálják a fronthatásokat.

Az érdeklődők figyelmét az előadás — amely az előadó elmélyedt, széleskörű, szorgalmas kutatótevékenységét meggyőzően igazolta — szokatlan hosszúsága és a közölt ismeret- és adatanyag túlságosan nagy tömege ellenére mindvégig lekötötte.

Kéri M.

*

AZ MMT AGROMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA

rendezésében 1970. május 28-án a Technika Házában „Néhány növényfaj öntözővízszükségletének idő- és térbeli változása” címen előadás hangzott el; szerzők: *Antal Emánuel*, *Kissné Tóth Erzsébet*, *Pozsa István*.

A szerzők rendkívül világosan és logikusan felépített előadásukban először rövid áttekintést adtak az öntözéses gazdálkodás érdekében eddig végzett agro- és hidrometeorológiai kutatásokról, különösképpen a szarvasi kutatóállomáson évek óta folyó kísérletekről. A fontosabb kultúrnövényekkel végzett evapotranspirométeres vizsgálatok, továbbá a hő- és vízháztartás komponenseire vonatkozó mérések és számítások lehetővé tették ezen növények vízszükségletének, tényleges evapotranspirációjának és öntözővízszükségletének meghatározását. Szerzők e kutatásaik eredményeként olyan módszereket dolgoztak ki, amelyek segítségével a meteorológiai állomáshálózat adatai alapján határozhatják meg az öntözővízszükségletet. Módszerüket alkalmazva, bemutatták a lucerna, burgonya és kukorica vízszükségletének, tényleges evapotranspirációjának és öntözővízszükségletének térbeli eloszlását az 1901—50. évi átlagok alapján.

Az időbeli változékonyság szemléltetésé-ként egy állomás (Magyaróvár) 65 tenyészidőszakában (1901—65) vizsgálták négy növényfaj — lucerna, kukorica, burgonya és cukorrépa — öntözővízszükségletének alakulását és előfordulási valószínűségüket. Befejezésül megemlítették azokat a legfontosabb feladatokat, amelyeket az öntözéssel kapcsolatos kutatások fejlesztése érdekében meg kell valósítaniuk.

Az előadást számos hozzászólás követte, amelyek arról tanúsították, hogy a szerzőhármas a mezőgazdasági gyakorlat szempontjából jelentős kérdésekkel korszerű szinten foglalkozott, és vizsgálataik az öntözővízszükséglet meghatározása terén komoly előrelépést jelentenek.

Endrődi G.

MMT VÁLASZTMÁNYI ÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság Választmányja 1970. május 14-én tartotta meg második negyedévi ülését *Béll Béla* társelnök vezetésével. A Választmány tagjai *Szakály József* főtítkár előterjesztése nyomán elsőként a Társaság második félévi munkatervét vitatták meg. A Szombathelyen megrendezésre kerülő Vándorgyűlés tematikájára a Választmány javaslatot dolgozott ki a Tudományos Tanács részére. A Társaság 1969. évi pénzgazdálkodásáról *Gaál Elek*, a Gazdasági Bizottság tagja számolt be. A beszámoló a Választmány jóváhagyólag tudomásul vette, majd megadta a felmentést a bizottságnak. Felmerült a fotópályázat további sorsának kérdése is. Ebben az ügyben a Választmány úgy határozott, hogy az elkövetkező három évben a Társaság nem hirdet újabb pályázatot, tekintettel az érdeklődők kicsiny számára. A pályázati díj összegével inkább az irodalmi munkásságot elismerő *Nívódíj* összege erősíthető meg. A Választmányi ülés *Balog Zsuzsa*, *Bódis Ferenc*, *Borlay Mária*, *Fekete Zsuzsa*, *Ficsor Ildikó*, *Hevesi Sándorné*, *Karácsony Jánosné, dr. Rétháti László*, *Takács Miklós, dr. Thiel Miklós*, *Varga Jánosné* tagfelvétélével zárult.

Simon A.

*

AZ MMT ÉVZÁRÓ ÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság 1970. január 29-én tartotta meg 1969. évi tevékenységét összefoglaló beszámolóját a *Technika Házában*.

Az ülés kiemelkedő eseménye volt *Mészáros Ernő* tud. osztályvezető előadása, amely a légkör elektromos paramétereinek és a csapadékkeletkezés folyamatának kölcsönhatásáról szólt. Ismertette azokat az elméleteket és mérési eredményeket, amelyek a zivatarfelhő elektromos töltésének keletkezéséhez és a töltések szétválasztódásához vezető folyamatokra vonatkoznak. A továbbiakban a légköri kisülések és a csapadék intenzitása közötti kölcsönhatásnak néhány érdekes és még be nem bizonyított feltevését mutatta be.

A következőkben, *Béll Béla* társelnök megnyitó szavai után, *Szakály József* főtítkár számolt be a Magyar Meteorológiai Társaság 1969. évi tevékenységéről. Jelentésében hangsúlyozta hogy az elmúlt évben terveinknek és célkitűzéseinknek megfelelően a különböző társtudományok tudományos egyesületeivel való szoros együttműködésünk hatékonyabbá tette Társaságunk munkáját. Jelentőségénél fogva első helyen említette a „Meteorológia és úrkutatás” c. anketót, majd a Magyar Földtani Társulattal közösen rendezett „Paleoklimatológiai tanácskozás” c. vitaelőadást.

Igen sikeres volt az a rendezvény, amelyen *T. I. Burcev*, (Nalesiki Magashegyi Geofizikai Intézet) tájékoztatta a hallgatóságot a Szovjetunióban folyó jégelhárítás eredményeiről.

A főtítkár ezután méltatta a többi, szintén jól sikerült hazai és vendég-előadók által tartott előadásokat. Mind ezekről folyóiratunk előző számaiban részletesen beszámoltunk.

A Társaság szakosztályai közül elsősorban az Orvosmeteorológiai Szakosztály tevékenysége volt eredményes. Közreműködtek az I. és II. Barlang-bioklimatológiai anket megvalósításában és tevékenyen vettek részt a Nemzetközi Biometeorológiai Társaság V. világkongresszusán.

Az Agrometeorológiai és a Repülésmeteorológiai Szakosztály sajnálatos módon csak egy-egy előadást tartott.

A Társaság szegedi csoportja négy alkalommal előadást és két alkalommal klubnapot tartott.

A Társaság vezető szervei rendszeresen üléseztek és tevékenységükkel biztosították a folyamatos és eredményes munkát. Szabályzatot dolgoztak ki a nívó-díj odaítélésének feltételeiről, javaslatot hoztak az MMT emléklapjának megszüntetésére, megvitták az 1970. évi munkatervet stb.

A MMT kapcsolata a MTEFSZ tagegyesületeivel kielégítő, de szakmeteorológusaink aktív közreműködését a társtudományok anketjain és rendezvényein, még nem igénylik kellő mértékben.

A Magyar Tudományos Akadémia Meteorológiai Tudományos Bizottságával a kapcsolat jó, ezt bizonyítják a közös szakülések is.

Nemzetközi kapcsolataink tovább erősödtek. Az MMT kiküldetésében a Nemzetközi Felhőfizikai Bizottság VII. Konferenciáján *Wirth Endre*, a Kárpátmeteorológiai Konferencián *Adányi Lászlóné*, az NDK Meteorológiai Társaságának Tudományos Konferenciáján *Ambrózy Pál* és *Rákóczi Ferenc*, a Nemzetközi Biometeorológiai Konferencián *Örményi Imre* vett részt. Ugyanakkor a Társaságban hat külföldi meteorológus tartott előadást.

A Társaság taglétszáma 1969. dec. 31-én 409 fő volt. Az év folyamán 12 új tagot vettek fel. Kegyelettel emlékezett meg a Társaság az elmúlt évben meghalt tagtársáról, *Mózes Istvánról*, *Ósz Ferencnéről*, akik a Meteorológiai Intézetnek régi, köztisztviselői állású munkatársai voltak.

A rendezvények, anketók látogatottsága átlagosan 44 fő volt, míg a szakosztályi üléseken általában 30–35 fő vett részt. Ez utóbbi szám a tavalyihoz képest örvendetesen megnövekedett.

A következőkben az 1970. évi programot ismertette a főtítkár. (Lapzártáig ennek első félévi része le is zajlott.) A Társaság XV. vándorgyűlése 1970. augusztusában Szombathelyen kerül megrendezésre. A „Megfigyelési és

mérési módszerek a meteorológiai kutatásban” c. anketon az újabb idevonatkozó hazai eredmények kerülnek megvitatásra.

A Társasági ülések, valamint a szakosztályi előadások programja még nem alakult ki teljesen.

Befejezésül a főtítkár köszönetet mondott mindazoknak, akik az elmúlt év folyamán társadalmi munkájukkal elősegítették a MMT munkáját.

A beszámoló megvitatása során felmerült az a javaslat, hogy a fényképpályázatot, a publicitás lehetőségének hiányában, a jövőben ne hirdesse meg a Társaság. Az elnök a javaslatot megvitatás céljából a Választmány elé fogja terjeszteni.

A hozzászólások után került sor a MMT

1969. évi nívódíjának kiadására. Erről folyóiratunk előző számában már beszámoltunk.

Az 1969-ben meghirdetett fényképpályázatra 6 pályázó 30 képet küldött be. A bíráló bizottság a 800,— Ft-os I. díjat *Korzenszky László* Bp. „Kis tromba” című két képéért ítélte oda. Az 500,— Ft-os II. díjat *Bartha Bertalan* „1969. február 10-i hófúvás” sorozatáért kapta. A 200—200,— Ft-os megosztott III. díjat *Berde Béla* „Zápor” és *Bartha Bertalanné* „Jupiter” jelígre beküldött képe kapta.

Befejezésül a főtítkár bejelentette, hogy az MMT Elnöksége az 1969-ben végzett kiemelkedő társasági munka elismeréseként *Koppány Györgyöt*, *Simon Antalt*, *Lépp Ildikót*, *Hirling Györgyöt*, *Kiss Lajosnét* és *Weingartner Ferencnét* jutalomba részesíti.

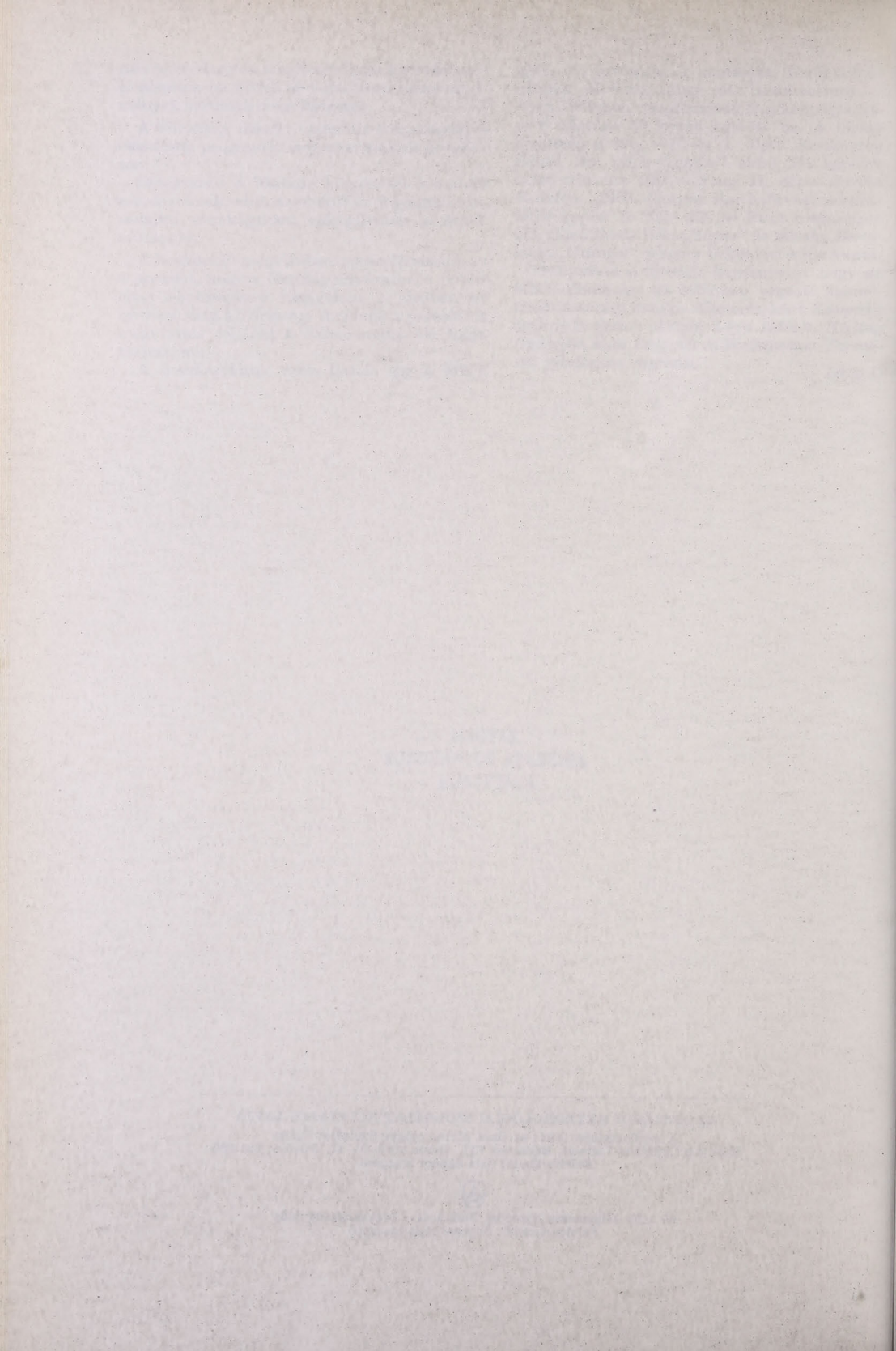
Lépp I.

— MAGYAR —
TUDOMÁNYOS AKADÉMIA
— KÖNYVTÁRA

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Szolgálat elnöke
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató



69 5189 Athenaeum Nyomda, Budapest – Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla igazgató



SZERKESZTŐSÉG ÉS ELŐFIZETÉSI ÜGYEK:

BUDAPEST II., KITAIBEL PÁL UTCA 1. TELEFON: 353-500

ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 Ft

**(BEFIZETÉS A 100.080-70 ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET
BEV. SZÁMLÁN),**

A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 Ft

(BEFIZETÉS A 61.764 METEOR. TÁRS. TAGDÍJBEF. SZÁMLÁJÁN)

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft