

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

Olvasóinkhoz	1
<i>Szepesi Dezső</i> : Kísérlet a levegőkészlet-gazdálkodás koncepciójának és tényezőinek általánosítására (angolul)	5
<i>Várhelyi Gabriella</i> : Légköri kén- és nitrogén-oxidok száraz ülepedése (angolul)	15
<i>Rákóczi Ferenc</i> : A földi légkör aeroklimatológiája III. Légnyomás és geopotenciál (angolul)	21
<i>Endrődi Gabriella</i> : A felszínközeli 30 méteres légréteg fizikai állapotának néhány jellemzője	31
<i>Császár Margit</i> : A domborzat hatása a baroklin instabilitásra	43
Irodalom	51
Krónika	53

CONTENTS

Editorial	1
<i>Szepesi, D. J.</i> : An attempt to generalize the concept and factors of air quality management (In English)	5
<i>Várhelyi, G.</i> : Dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen oxides (In English)	15
<i>Rákóczi, F.</i> : Aeroclimatology of the Earth's Atmosphere III. Atmospheric pressure and geopotential (In English) ...	21
<i>Endrődi, G.</i> : Some physical aspects of a 30 metres surface layer	31
<i>Császár, M.</i> : Orographical effect on baroclinic instability	43
Literature	51
Chronicle	53

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat hivatalos lapja
Periodical of the Meteorological Service of the Hungarian People's Republic

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	RADINOVIĆ, D. (Beograd)
ANTAL E. (Budapest)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)	RENOUX, A. (Brest)
BÖHME, W. (Potsdam)	SAMAJ, F. (Bratislava)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	STELCZER, K. (Budapest)
FEDERER, B. (Zürich)	SZEPESI D. (Budapest)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)	TAKEUCHI, K. (Tokio)
GÖTZ G. (Budapest)	TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator)
GULYÁS O. (Budapest)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VITEK, V. (Praha)
LOGVINOV, K. (Kijev)	WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
NGUYEN-XIEN (Hanoi)	WIRTH E. (Pécs)
PÉCZELY GY. (Szeged)	

ELNÖK — CHAIRMAN OF THE EDITORIAL BOARD:
MÉSZÁROS E. (Budapest)

SZERKESZTŐ — EDITOR: LÓRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség — Editorial Office
Budapest, Postafiók 38. 1525 — H-1525 Budapest, P.O.B. 38

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 1. szám. 1980. január–február
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 1. Jan–Feb 1980 Budapest

OLVASÓINKHOZ

A magyar meteorológiai szolgálat folyóirata, az Időjárás 84. kötetét adjuk ki 1980-ban. Az Időjárás Európa-szerte és világviszonylatban is az egyik legrégebb meteorológiai szakfolyóirat. Európában csak két régebbi van, a Meteorological Magazine és a Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, amelyekre 1980-ban a 109., ill. a 106. évfolyamszámot írják. Nem tekintjük most azokat a geofizikai vagy földrajzi profilú folyóiratokat, amelyek az Időjárásnál régebben közölnek meteorológiai szakkikkeket.

Lapunk nyolc évtizednél is hosszabb fennállása után célszerűnek véljük áttekinteni, hogy eddig milyen célkitűzéssel, milyen jellegű tanulmányokat közölt, s a közlés nyelve az idők során hogyan változott. Tesszük ezt azért, mert 1980-tól e téren változtatásokat tervezünk.

1897-ben az 1. évfolyam 1. számában a folyóirat szerkesztői a meteorológia és klimatológia népszerűsítését, tanítását tűzték ki célul, és már az első szám anyagában hivatkozásokat találhatunk neves külföldi tudósok munkáira.

1897–1924-ig, 28 éven át a lapban csak magyar nyelvű, javarészt leíró jellegű cikkek, közlemények találhatóak. 1925-től 1943-ig 19 éven keresztül a főbb cikkek – néhány elméleti jellegű is – összefoglalóit rendszeresen német nyelven is megtaláljuk. 1944-től 1948-ig német mellett angol nyelvű közlemények is megjelentek, 1949–1950-ben pedig néhány francia nyelvű is.

A fejlődés bár lassan, abba az irányba haladt, hogy a cikkek szerzői az egyszerű leírásról elsősorban gyakorlati célú, de tudományos ismertetésekre tértek át, s változóan, a magyar mellett az idegen nyelvű közlés is egyre több lett. 1951 második felétől a magyar cikkek mellett orosz, német, angol vagy francia nyelvű összefoglalót találunk.

Gyökeres változás 1956-ban, a 60. évfolyam kiadása kezdetén következett be, amikor a folyóirat fennállása óta először, külföldi tagok kerültek az Időjárás szerkesztő bizottságába. Ezt követően a folyóiratban a magyaron kívül számos orosz, német, angol és francia nyelvű cikk jelent meg mind belföldi, mind külföldi szerzők tollából, s a lap egyértelműen tudományos szakfolyóirattá vált.

Összefoglalva a folyóirat fennállásának több mint nyolc évtizede alatt a cikkek közlési nyelve, tartalma és jellege után ítélve a lap történetében három korszakváltás jelölhető ki: 1925-ben, 1944-ben és 1956-ban.

E rövid visszapillantás után nézzünk a jövőbe. A lap tudományos szakfolyóirat jellegét tovább fokozva, célkitűzésünk marad az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. Tekintve, hogy a meteorológia magába foglal minden vizsgálatot amely a Föld (és egyéb bolygók) légkörének megismerésére irányul, tudományos folyóiratunk továbbra is szívesen közöl megfelelő szintű tanulmányokat a dinamikus meteorológia, légkörfizika, levegőkémia, aeronómia és klimatológia területéről.

Nyilvánvaló, hogy a légkörre vonatkozó ismeretek birtokában korunk számos gyakorlati problémájának megoldásához járulhatunk hozzá. Ennek megfelelően az Időjárás továbbra is fontos feladatának tekinti az alkalmazott meteorológia (ezen belül az alkalmazott klimatológia) eredményeinek közzétételét, így közlésre elfogadunk szinoptikus meteorológiai, agro- és biometeorológiai, hidrometeorológiai, valamint légszennyeződésmeteorológiai tanulmányokat.

Az utóbbi időben a meteorológia, a légkör tudománya, még inkább nemzetközi jellegűvé vált, ezért 1980-tól fokozottan törekedni kívánunk arra, hogy a lap nemzetközi fóruma legyen a környező országok szakembereinek, ugyanakkor tájékoztatást nyújtson a távolabbi országokban végbemenő fejlődésről is. E célt — úgy véljük — elsősorban a külföldi szerkesztő bizottsági tagok aktív közreműködésével érhetjük el.

1980-tól neves, külföldi szakembereket kértünk fel közreműködésre szerkesztő bizottságunkba, akiket ezúttal is köszöntünk és bemutatunk Olvasóinknak.

Bengtsson, L.: *Az elméleti meteorológia neves képviselője. Elsősorban a négydimenziós adatasszimiláció és a megfigyelési rendszer-szimuláció területén fejt ki úttörő tevékenységet.*

Federer, B.: *A jégeső-keletkezés és általában a csapadékképződés neves kutatója. A svájci jégelhárítási kísérletek vezetője.*

Georgii, H. — W.: *A levegőkémiai kutatások egyik legismertebb szakértője. A múltban elsősorban az aeroszol részecskékkal és jégmagvakkal foglalkozott. Jelenlegi fő területe a légköri kén körforgalmának vizsgálata.*

Husar, R.: *A légköri aeroszol részecskék kutatásának elismert szakértője. Jelenleg a szennyezőanyagok regionális léptékű terjedésével és körforgalmával foglalkozik.*

Renoux, A.: *A légköri radioaktivitás és lélegelektromosság kérdéseinek ismert szakértője. Fő kutatási területe a radioaktív ionok vizsgálata.*

Whelpdale, D. M.: *A légköri nyomanyagok száraz és nedves ülepedésének vizsgálata során ért el kiemelkedő eredményeket. Jelenlegi kutatásai a szennyezőanyagok nagyléptékű terjedéséhez kapcsolódnak.*

Biztosak vagyunk abban, hogy a bemutatott új szerkesztő bizottsági tagok közreműködésével lapunk sokszínűbbé, témában gazdagabbá válik.

A közlés nyelvezete a jövőben kettőre korlátozódik; magyar vagy angol nyelven jelennek meg a tanulmányok, mert az olvasók és a szakemberek széles körének véleménye szerint is, a magyaron kívül csak egy idegen nyelv használata célszerű. Magyar nyelven általában a hazai érdeklődésre számot tartó tanulmányokat, az irodalom és a krónika rovat anyagát közöljük, de esetenként e rovatokban is megjelentetünk angol nyelvű ismertetéseket. Hazai szerzőinket eredményeik angol nyelvű publikálására ösztönözzük.

Tudatában vagyunk, hogy folyóiratunk tudományos színvonalának emelése, bővítése és gazdagítása, jövőbe mutató szerkesztése erőfeszítéseket igényel a lap szerkesztő bizottságának tagjaitól, leendő szerzőitől és lektoraitól egyaránt. Bizton reméljük azonban, hogy magyar és külföldi meteorológus kollégáink, valamint a határtudományok művelői sok magas színvonalú tanulmány beküldésével segítik majd munkánkat.

A szerkesztő bizottság elnöke

EDITORIAL

Időjárás, the journal of the Hungarian Meteorological Service, entered the 84th year of its existence in 1980. It is, thus, one of Europe's and, indeed, the world's most longstanding meteorological journals. In Europe there are but two earlier ones, namely the Meteorological Magazine and the Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, which are publishing in 1980 their Volume 109 and 106, respectively.

The objectives of our journal, the types of articles published and the languages of publication have undergone some changes in the course of the past eight decades, and certain modifications are planned to be made again with effect from 1980. It is, therefore, felt appropriate at this stage to review briefly the history of *Időjárás* and to outline its future orientation.

As announced in No. 1, Vol. 1 in 1897, the aim of the journal set at the time of its establishment was the propagation and teaching of meteorology and climatology. References to works of eminent foreign scientists have been made from the beginning. In the first period, ending with 1924, *Időjárás* contained texts in Hungarian only, mostly articles and short contributions of a descriptive character.

The 19 years from 1925 till 1943 form the second period of the history of the journal, when several articles of theoretical nature were published, and the summaries of the major contributions were systematically included also in German language.

From 1944 till 1948, some articles were published in English in addition to German, and in 1949–1950 a few appeared also in French.

The trend of development, although slow, showed a shift from descriptive papers to primarily practice-oriented scientific publications. At the same time articles in foreign languages were published more frequently.

The fourth period began in 1956 with the publication of Vol. 60. A radical change took then place: for the first time since the foundation of the journal, foreign scientists were drawn into the Editorial Board. Subsequently, a number of articles in Russian, English, French and German languages appeared in the journal by both Hungarian and foreign authors, and *Időjárás* has definitely become a scientific journal.

After this short review of the past, let us turn to the perspectives of the future. The scientific character of the journal will be further enhanced and it remains our objective to publish papers on problems of theoretical and applied meteorology. Considering that meteorology includes all the studies aiming to understand the Earth's atmosphere (and that of other planets), we continue to publish with pleasure any papers of appropriate level in the fields of dynamic meteorology, atmospheric physics, air chemistry, aeronomy and climatology.

It is obvious that with knowledge of the laws governing the atmosphere important contributions can be made to the solution of many practical problems of our time. For this reason the aim of *Időjárás* remains also to publish the results of applied meteorology including applied climatology. Thus we accept for publication papers on subjects of synoptic and agricultural meteorology, biometeorology, hydrometeorology and air quality management.

In view of the ever increasing need for international co-operation in meteorology, we shall intensify our efforts to make the journal an international forum of the scientists of neighbouring and at the same time, giving information also on the development taking place at other areas of the world. An essential factor in attaining this aim is, the active co-operation of the foreign members of the Editorial

Board. It is with these considerations that we have decided to enlarge the Editorial Board as from 1980 by inviting several well-known foreign experts. We have much pleasure in welcoming our new members:

Bengtsson, L. renowned specialist in the field of theoretical meteorology, whose pioneering work on four-dimensional data assimilation and on observing system simulation is particularly well known;

Federer, B. outstanding research worker of hail formation and precipitation formation in general, leader of the hail-prevention experiments in Switzerland;

Georgii, H. — W. one of the most eminent specialist in the field of atmospheric chemistry. In the past he was mainly engaged in problems of aerosol particles and ice nuclei, currently his principal field of investigation is the atmospheric sulphur cycle;

Husar, R. acknowledged expert in the investigation of atmospheric aerosol particles, his main field of interest at present is the regional scale transport and budget of air pollutants;

Renoux, A. recognized specialist in atmospheric radioactivity and atmospheric electricity, his main domain is the investigation of radioactive ions;

Whelpdale, D. M. famous researcher in air chemistry, who achieved outstanding results in investigating the dry and wet deposition of atmospheric trace substances. His current research relates to the large-scale transport of pollutants.

We are convinced that the contributions of our new members will make our journal more diversified and richer in themes.

As regards the languages to be used in the journal it is felt that simplification is necessary in order to achieve greater efficiency. In future, papers will therefore be published either in Hungarian or in English. The articles to appear in Hungarian will be in general those of interest mainly to Hungarian specialists. Hungarian authors are encouraged to publish their results in English.

The sections for literature reviews and chronicles are generally used to inform Hungarian readers. For this reason these sections are published usually in Hungarian, but literature reviews and chronicles in English are also welcomed.

We are fully aware of the fact that the fulfilment of our aims namely the enrichment of our journal, raising of its scientific standard and its modern editing will require increased efforts by members of the Editorial Board, authors and referees alike. However, we are confident that all our authors: Hungarian and foreign meteorologists and specialists of related sciences will help us by sending in plenty of high-level papers for publication.

Chairman of the Editorial Board

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 1. szám. 1980. január—február
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 1. Jan—Feb 1980 Budapest

An attempt to generalize the concept and factors of air quality management

D. J. SZEPESI, *Hungarian Meteorological Service, H-1525 Budapest, P. O. B. 38,*

Kísérlet a levegőkészlet-gazdálkodás koncepciójának és tényezőinek általánosítására. A légszennyeződés területén kialakult terminológia leggyakoribb szavait, kifejezéseit – mint pl. háttérszennyezettség, háttér és nem háttér jellegű adatok, lokális, regionális és globális háttérszennyezettség, nagy- és kis méretű légszennyeződési folyamatok – gyakran helytelenül, de legalábbis következtelenül használják. Ennek oka lehet véleményünk szerint, hogy a fogalmak nincsenek pontosan definiálva, nincsenek pl. egyértelműen meghatározva tér- és időbeli mértékeik sem. Szükségesnek látszik ezért az általános koncepción belül méreteik következetes, összefüggéseikben is elhatárolható meghatározása. Erre történik kísérlet ebben a tanulmányban, elsősorban a célból, hogy a levegőkészlet-gazdálkodás tervei – a különböző léptékű szennyeződési folyamatokra – kidolgozhatók legyenek.

✱

An attempt to generalize the concept and factors of air quality management. In the field of air pollution different terms like background pollution, background and nonbackground mode, local, regional and global background pollution, long-range and short-range pollution processes are used, often not in a consistent way, and even their scales in time and space are not defined. It seems necessary to make a synthesis of these terms collecting them in an overall framework and assigning scales to them in a consistent way. This is necessary for the elaboration of a future air quality management program on different scales ranging from local to global.

✱

Introduction Ideally the fate of atmospheric trace constituents could be best studied by using a global scale transmission model which comprises smaller scale submodels and takes into account the input of all natural and man-made sources, the three dimensional and time dependent transport, dispersion, removal and transformation mechanisms of the trace constituent in proper resolution.

It is well known that the state-of-the art is far behind the requirements in all aspects and, though modelling techniques have reached a certain level of success the general applicability is not satisfactory.

To investigate smaller scale, mostly anthropogeneous air pollution processes, the alternatives for researchers and air quality managers are either to neglect the polluting effect resulting from larger scale processes or to take it into account as background pollution. This means that the need to define and use the background pollution concept and values will exist till satisfactory global scale modelling are developed. This could last for many years to come. For simpler studies when complicated modelling is not feasible practical solutions can and will be achieved only by making similar drastic simplifications as outlined above.

1. Air pollution scales

The concept of background pollution which was created in the sixties is developing from one of climatological-administrative character to one of synoptic-operational character.

The basic goal of the climatological-administrative background concept was to collect reliable data on the anthropogeneous effect on the atmosphere and to make global climate studies.

Later the program was extended to provide data for studies of air-surface interchange and transport within and between regimes, but these developments did not fit properly into the original framework.

On the other hand, synoptic-operational concepts were developed on the national and continental levels, which, not being coordinated internationally, were characterized by many contradictory elements as far as goals, terminology and scales are concerned.

Probably a way out of the present situation is to transform the earlier

TABLE I.

History of air pollution scales (Air Quality Control Region)

WMO 1969	LOCAL		REGIONAL	GLOBAL
	Objec- tives	Protect human health	Anthropogenic effect on atmosphere	Climate studies

Overall scales

WHO - WMO	IMPACT LEVEL (WHO)	BACKGROUND LEVEL (WMO)
--------------	-----------------------	------------------------

Climatological scales

WMO 1976 -1978		REGIONAL	REGIONAL WITH EXTENDED PROGRAM	GLOBAL
	Objectives	Determine		
		a) Long-term changes in atmospheric composition due to changes in regional land-use practices and man induced activities b) Air surface exchange and atmospheric transport within regimes characterized by significant man-made influences	a) Transport and deposition of potentially toxic substances b) Air-surface within and atmospheric transport between large-scale areas characterized by different biomes and different sea surface conditions	a) Global inventories and their trends for climate studies b) Latitudinal transport for global biogeophysical modelling

Rossano 1976	LOCAL		REGIONAL	STATE WIDE	CON- TINEN- TAL	GLOBAL
Hidy et al 1978	LOCAL Micro- scale 0-10 km	URBAN Meso- scale 10-100 km	REGIONAL Synoptic 1000 km			GLOBAL Planetary > 1000 km
Smith 1977	SHORT- RANGE < 50 km	SUBRE- GIONAL AOBR 50-200 km	REGIONAL State (s) 200-500 km	LONG-RANGE States > 500 km		

Proposed new scales

Charac- teristics	LOCAL	URBAN	REGIONAL	CONTINENTAL	GLOBAL
	Short-range		Long-range		
Upwind distance from re- ceptor (km)	0-10 (20)	0-30 (100)	30-200 (300)	200-3000	> 3000
Samp- ling he- ight (m)	2-600	2-1000	2-1500	2-3000	2-10,000

climatological concept into a synoptic-operational one which, at the same time keeps all the positive elements of the earlier system and ensures the continuation of the on-going WMO programme to achieve long series of air and precipitation chemistry data. On the other hand only a synoptic-operational system and modelling based on it is capable of making a distinction between natural, short-lived and long-lived atmospheric trace constituents which is a basic question of the whole exercise.

First of all it is necessary to define air pollution processes (or regimes). Considering their transport, dispersion, removal, transformation, emission and air quality conditions air pollution processes are integer and persistent atmospheric mechanisms which are evolving across characteristic stages in time and space (*Table I*).

2. Scheme of background pollution

As air pollution control in cities and industrial areas is getting more and more effective, the interest in air pollution studies is shifting in many countries of the world from local and urban scales to regional, continental and global problems.

However, though the use of passive control strategies, such as the increase of stack height, is often an effective tool of decreasing the local scale pollution, it can increase the effect of the larger scale pollution processes. Let us now consider the different aspects of pollution processes.

Before establishing new scales for air pollution processes it is necessary to review existing meteorological and climatological scales shown in *Fig. 1* after *Yoshino* (1975). A closer inspection of *Fig. 1* reveals that considerable disagreement exists regarding the identified phenomena and their scales. Besides, air pollution processes must be identified by both their pollution and meteorological aspects. On the basis of these considerations it can be concluded that air pollution processes should not be classified according to purely meteorological scales only.

A scheme of the proposed new system of air pollution processes is shown in *Fig. 2*. The basic idea of the new system is the following:

- a) the system is receptor oriented,
- b) air pollution processes are defined in function of distances upwind of the receptor,
- c) background pollution from a larger scale pollution process is superimposed on the polluting effect of the smaller scale process, for example, the continental background plus the regional polluting effect give the regional background pollution etc,
- d) receptor points for the measurement of concentration levels caused by a pollution process of a given scale should be located so as to ensure that they are not affected by other (smaller scale) processes, for example, continental level pollutant concentration can be measured at a certain point if pollution processes of regional, urban and local scale are lacking at a distance of 100–200 km around the receptor,

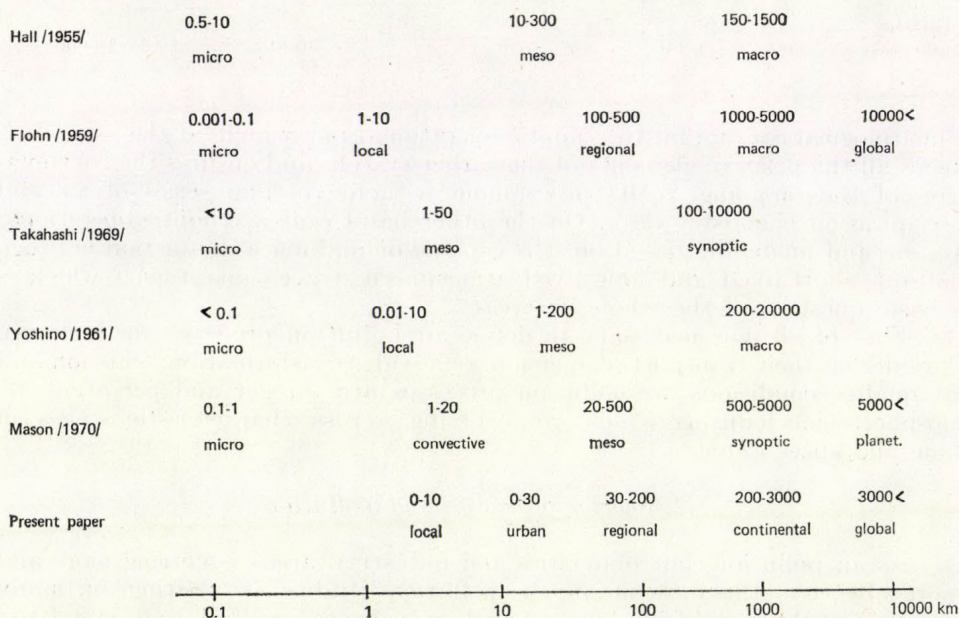


Fig. 1. Existing meteorological and climatological scales (km) (*Yoshino* 1975)

- e) the ratios of the natural plus long-lived trace constituents to the short-lived ones change considerably with increasing scales,
- f) monthly mean sulphur-dioxide and particulates sulphate concentrations show a variation of roughly two orders of magnitude from the local to the global level.

3. Scales of air pollution processes

After discussing the general features of air pollution processes we shall now describe them on the basis of their source, scale and background characteristics.

Local scale pollution originates from individual point, line or area sources the maximum polluting effect of which can be easily distinguished from the background pollution of a larger scale process within 10 or 20 km downwind of the source. Local scale pollution is considered allowable if it meets short and long term air quality standards based on health and economic considerations.

Urban scale pollution originates from multiple area, line and point sources. The distinction of urban scale pollution from local or regional scale processes is justified by the fact that this is the only scale where the highest density of anthropogeneous emission can be found relatively homogeneously on an extensively large area. The horizontal scale of urban pollution processes is 30 or 100 km in the case of large cities. The urban scale polluting effect superimposing on the regional background pollution should not exceed short and long term air quality standards based also on health and economic considerations.

Regional scale pollution originates from point, area and composite high sources (urban plumes). The length scale of regional pollution processes was the topic of many discussions in past years.

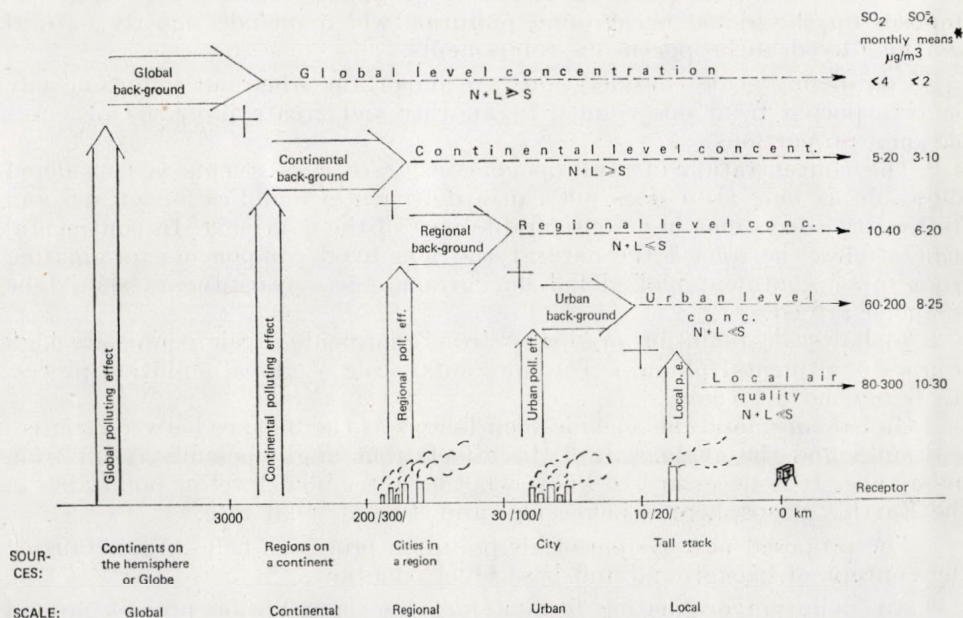


Fig. 2. Scheme of the proposed new system of air pollution processes (* average values reported by Georgii 1978, Hidy 1978, Mészáros 1977, 1978, Ottar 1978, and Perhac 1978 Concentration of Natural, Longlived and Shortlived trace constituents)

Smith (1973) suggested that the horizontal dimensions of an area which we call a region may lie between limits set by two meteorological properties. The lower limit is given by the horizontal distance beyond which the ground level concentrations are significantly affected by the depth of the mixing layer. Typically during the daytime this is of the order of 20 km down-wind from the source area. The upper limit is given by the typical length over which meteorological parameters are relatively uniform.

Bingemer (1977) found that the polluting effects (creating sulphur-dioxide and particulate sulphate) of intense source areas could not be separated from the continental background pollution beyond a downwind distance of 200 or 300 km.

It is generally agreed that the duration and distance within which the integrity of a polluted air mass is conserved depends on its initial volume and on the meteorological conditions. These are generally valid for urban and powerplant plumes on a regional scale. Therefore it seems reasonable to use for regional studies the length scale from 30 to 200 or 300 km depending on the homogeneity of the area investigated.

The regional nature of many air pollution problems (episodes and photochemical smog occurring at the regional level) generally indicates that the problem should be attacked at that level, this principle is recognized in the designation of official air quality control regions in some countries. Air quality standards on the regional level have to be established hereafter to avoid excess abatement costs in neighbouring areas.

Statewide considerations could also be an important part of the overall air quality management programme although state boundaries do not correspond to the air pollution pattern (Rossano and Thielke 1976).

Continental scale pollution originates from regional level composite high sources (regional plumes). The horizontal scale of continental processes is from 200 to 3000 km. The polluting effect of continental scale processes superimposes on the global background pollution which includes mostly natural and long-lived anthropogenic components.

Continental scale considerations are important where air pollution may be transported from one country to another and create problems of international proportions.

The concentration of anthropogenic trace constituents is considered allowable as long as it does not cause detrimental acidification of soil and freshwater ecosystems in a considerable part of the continent. In continental scale studies the role of the natural and long-lived components (originating from other continents) of global background trace constituents should be further clarified.

Global scale pollution originates from continental scale composite high sources (continental plumes). The horizontal scale of global pollution processes is beyond 3000 km.

Global considerations include such factors as the balance between sources and sinks and the evaluation of the effects that might possibly result from imbalance. It is necessary to know whether the global level of pollutants in the Earth's atmosphere is increasing, and if so at what rate.

The proposed new system of air pollution processes helps in generalizing the concept of background and base level pollution:

Air pollution originating from a larger scale pollution process around or outside a more intense but smaller scale process is called background pollution. The pollutant concentrations originating from the larger scale process are superimposed on the more intense effect of the smaller scale pro-

cess. By following this principle global, continental, regional and urban background pollution can be defined.

The mean value of the background pollution measured or estimated in synoptic situations when the more intense but smaller scale process causes maximum polluting effect is called base level pollution.

4. Air quality management

As has been mentioned earlier, the main goal of defining the new system of air pollution processes is to establish a practical means for the simplified management of air quality, in other words to create a general concept of air quality management on different scales.

For the rational management of natural clean air resource, knowledge of factors characterizing the sources, transmission and air quality is necessary in a spatial and temporal resolution suited to the scale of the pollution process.

4.1 Sources of trace constituents

On a global scale most of the main trace constituents of the atmosphere originate mainly from natural sources. The anthropogeneous contribution is considerable only in Europe and in the NE part of the United States.

The main types of anthropogeneous emitters are: point source, area source and composite high source.

Point sources are pollution emitters the plumes of which are not influenced (down-washed) by mechanical turbulence induced by the surrounding buildings and therefore the natural diluting power of the atmosphere can be effective during a greater part of the year. Mostly high chimneys of power plants, district heating stations and industrial plants are considered as point sources.

Area sources are polluting objects which emit through low chimneys or stacks, generally in the vicinity of the roof level of the surrounding buildings. Pollutants originating from an area source are subjected to mechanical turbulence induced by the surrounding buildings and thus an initial intense mixing occurs following their discharge. Mostly industrial plants, city blocks etc. are considered as area sources, their ventilation openings, low stacks and chimneys are too numerous to be treated separately.

To study larger scale pollution processes it is necessary to extend the concept of the previously used point and area sources. The definition of regional, continental and global scale pollution processes is possible only by introducing the term of „composite high source“.

The composite high source is a generalized type of high point and area sources. The horizontal dimension Δy_j , of a composite high source of order j is defined by the cross-wind extent of the comprised sources of order $(j-1)$. The height, H_j , of the composite high source of order j is defined as being equal to the average mixing height, z_j , characteristic of the pollution process of order $(j-1)$.

The composite high source can be represented by an unit volume of air ($1m \times 1m \times Zm$) having a pollutant concentration similar to the average air quality for a relatively homogeneous area of diameter Δy .

For convenience, the following values j , are attributed to the pollution processes of various scales: local $j=1$, urban $j=2$, regional $j=3$, continental $j=4$ and global $j=5$.

For the sake of obtaining a uniform interpretation of the various kinds of pollution processes, it becomes necessary to introduce the concept of generalized total emission, $E_j(t)$. The generalized total emission is defined as the amount of non-decayed pollutants emitted during unit time by sources of order $(j-1)$ into the mixing layer of process j .

Therefore, the generalized total emission, $E_j(t)$ g/s, is given by the following expression

$$E_j(t) = \sum_{i=1}^n E_{j-1, i}(t_0) F_i(P, S, T, R, X) \Delta t_i$$

where:

$E_{j-1, i}(t_0)$ is the emission of the i -th polluting source in the pollution process of order j at the time t_0 , expressed in g/s. E_{oi} is the i -th emission of local sources,

$F_i(P, S, T, R, X)$ is the factor of decay of pollution in percent /unit time depending on

the rate and amount of precipitation, intensity of solar radiation, temperature, humidity and concentration of other pollutants,

$\Delta t_k = t_i - t_o$ is the transmission time for air pollution originating from the $j-1$ -th source and arriving at the boundary of process of order j .

In other words this means that the pollution processes on various scales are interconnected in a cumulative way. For pollutants with short residence times the decay factor is more important to be taken into account properly. The average density of emission is scale dependent, its maximum is on the local scale and minimum on the global scale.

4.2 Transmission of air pollutants

Pollutants emitted into the atmosphere are influenced by environmental factors such as wind, precipitation, solar radiation, temperature, humidity, other gaseous pollutants and aerosols. Under the influence of the above factors their concentration and residence times in the atmosphere vary considerably.

The simultaneous effects of transport, dispersion, removal and transformation mechanisms on pollutants are called transmission of air pollutants. The priorities of the main factors of transmission for different scale pollution processes are shown in *Table II*.

TABLE II.

Priorities of the main factors of transmission for different scale pollution processes [D = Wind direction, u = Wind speed, P = Wind pattern (at the height of the plume), T = Trajectory (925 mb), τ_d = Dry deposition (wind speed, surface roughness), τ_w = Wet deposition (duration and intensity of precipitation), τ = Transformation (solar radiation, temperature, relative humidity), σ = Dispersion, Z = Mixing height and H = Effective height of point and area sources]

Priorities	Local 0 - 10 (20)	Urban 0 - 30 (100)	Regional 30 - 200 (300)	Continental 200 - 3000	Global > 3000 km
1	D	P	P	T	τ_w
2	H _p	U	Z	τ_w	τ
3	U	τ_d	τ_w	Z	T
4	σ	Z	τ_d	U	-
5	Z	τ	τ	τ_d	-
6	τ_d	τ_w	U	τ	τ_d
7	τ_w	σ	H _p	-	-
8	τ	H _a	σ	-	U

It can be concluded that as the scales of pollution processes varies the relative importance of factors of transmission changes:

a) Mixing depths, relatively unimportant for urban models, become increasingly important in evaluating the growth of an urban plume,

b) Tall stacks, of great use in controlling urban air pollution are much less effective in altering the air quality on regional scales from 30 to 200 km,

c) Land use planning, of limited effectiveness in controlling the transport of pollutants on an urban scale, is of vastly increased importance in regional urban planning,

d) For a large source, the maximum ground level concentration by that source is the limiting consideration. For regional air quality planning the cumulative effect of large urban sources can be pronounced if they are aligned parallel to regional wind trajectories,

e) The effect of turbulent dispersion should be taken into account only for local, urban and regional scale studies,

f) As wind pattern has first priority on most scales, it would be recommended to study and clarify the effect of climatic fluctuations on air and precipitation quality trends.

4.3 Air quality

Air quality aspects of air pollution processes are characterized by: the maximum polluting effect (maximum concentration), the background (base level) pollution and the air quality standards.

The main object of the investigation is to estimate the maximum polluting effect of a source, or pollution process, which generally develops during certain meteorological conditions. The polluting effect of the process superimposes on the background pollution originating from a higher order pollution process.

From the view point of air quality management it is important to make a distinction between background and base level pollution. The main difference is that the base level pollution, X_b , is the average value of background pollution originating from the order j pollution process, measured or estimated from concentration values formed in synoptic situations in which the polluting process of order $j-1$ exerts maximum polluting effect, $X_{p_{max}}$. From this it is evident that the maximum pollution, X_{max} , will be equal to:

$$X_{max} = X_b + X_{p_{max}}$$

The main characteristics of air quality measurements depend on the scale of the pollution process. The respective siting criteria, number of stations and period of investigation are shown *Table III*. On this basis, it can be conclu-

TABLE III.

Air quality measurements and standards

Characteristics	Local	Urban	Regional	Continental	Global
Upwind distance from receptor (km)	0 - 10 (20)	0 - 30 (100)	30 - 200 (300)	200 - 3000	> 3000
Siting criteria (km)	distance of local sources $d = x_{max}$	$d > 0,1$	$d > 40 - 60$	$d > 100$	$d > 500$
Number of stations		5 - 50/city	100	50 - 80/ continent	8 - 10
Period of investigation	few days	1 - 5 years	cont d.	3 - 5 years	cont d.
Air quality standard	mainly based on				
	health and economic considerations	to avoid excess abatement costs in other areas		detrimental effects on fauna and flora	effects on climate

ded that the polluting effect of an air pollution process can best be measured at a receptor point if no smaller scale process exists around it over a distance d (see *Table III*).

The representativity of the receptor point can be checked by correlating the measured and calculated concentration values originating from different scale pollution processes. The locality is properly selected if the highest correlation results in the respective pollution process.

As has been done for air quality standards which are valid for local and urban scale pollution processes, air and precipitation quality criteria and standards should also be established for regional, continental and global scale pollution processes. As a first idea certain objectives are shown in *Table III*.

The loading capacity of the available air resource can be expressed by using the following equation:

$$X_{n_{\max}} > X_{\max} = X_b + X_{p_{\max}}$$

where $X_{n_{\max}}$ is the threshold value of air precipitation quality standards. This means that air quality management is possible within the limits given by air or precipitation quality standard, $X_{n_{\max}}$, and base level pollution, X_b :

$$X_{n_{\max}} - X_b > X_{p_{\max}}$$

REFERENCES

- Bingemer H.* (1977) Transport und Abbau schwefelhaltiger Luftverunreinigungen im Lee grosser Flächen-quellen. Diplomarbeit Universität Frankfurt/Main.
- Flohn H.* (1959) Bemerkungen zum Problem der globalen Klimaschwankungen. Arch. Met. Geoph. Biokl. (B) 9, 1-13.
- Georgii H. W.* (1978) Large scale spatial and temporal distribution of sulfur compounds. Atmospheric Environment 12, 681-690.
- Hall W. F. and Holloway L.* (1966) System analysis of data provision and processing. Progress Rep. No. 2, Contract No. CSO and A 54-24.
- Hidy G. M., Mueller P. K. and Tong E. Y.* (1978) Spatial and temporal distributions of airborne sulfate in parts of the United States. Atmospheric Environment 12, 735-752.
- Mason B. J.* (1970) Future developments in meteorology: an outlook to the year 2000. Q. J.R.M.S. 96, 349-368.
- Mészáros E.* (1977) A levegőkémia alapjai. Akadémiai Kiadó, Budapest 180.
- Mészáros E.* (1978) Concentration of sulfur compounds in remote continental and oceanic areas. Atmospheric Environment 12, 699-705.
- Ottar B.* (1978) An assessment of the OECD study on long range transport of air pollutants (LRTAP). Atmospheric Environment 12, 445-454.
- Perhac R. M.* (1978) Sulfate regional experiment in NE United States: the SURE program. Atmospheric Environment 12, 641-647.
- WMO* (1976) Report of expert meeting on siting criteria. Mainz, 26-28. October
- WMO* (1978) Report on siting criteria review meeting. Geneva, 28-31 March.
- Rossano A. T. and Thielke J. F.* (1976) The design and operation of air quality surveillance systems. Manual on urban air quality management. WHO Regional Publications, European Series No. 1. 153-177.
- Smith, F. B.* (1973) Discussion on the role of regional air pollution studies in model development. Commission for CMS No. 30.
- Smith L.* (1977) Personal communication.
- Yoshino M. M.* (1961) Microclimate an introduction to local meteorology. Chijinshokau, Tokyo, 1-274.
- Yoshino M. M.* (1975) Climate in a small area. University of Tokyo Press, Japan.
- Takahashi, K.* (1969) Synoptic Meteorology, Iwanami, Tokyo, 1-385.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 1. szám. 1980. január—február
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 1. Jan—Feb 1980 Budapest

Dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen oxides

G. VÁRHELYI, *Institute for Atmospheric Physics, H-1675 Budapest P. O. B. 39*

Dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen oxides. The results of field measurements carried out by gradient method show that the deposition velocities of SO_2 and NO_2 above grass surface are of the same order of magnitude, the average values of them are $0,6 \text{ cm s}^{-1}$ and $0,5 \text{ cm s}^{-1}$, respectively. On the basis of calculations made for the territory of Hungary it can be concluded that dry deposition of both SO_2 and NO_2 is as important removal process as wet deposition, playing significant role in the atmospheric cycles of sulfur and nitrogen compounds.

✕

Légtéri kén- és nitrogénoxidok száraz ülepedése. Gradiens módszerrel végzett légtéri mérések eredményei szerint a SO_2 és NO_2 ülepedési sebessége fűfelszín fölött azonos nagyságrendű, átlagos értéke rendre $0,6 \text{ cm s}^{-1}$, illetve $0,5 \text{ cm s}^{-1}$. A Magyarország területére vonatkozó számítások alapján kimutatható, hogy mind a SO_2 , mind a NO_2 esetében a száraz ülepedés a nedves ülepedéssel egyenértékű nyelő, fontos szerepet játszva a kén, illetve nitrogénvegyületek légtéri körforgalmában.

✕

Introduction. The turn-over time of atmospheric trace constituents and therefore the effects they play during their presence in the atmosphere highly depend on the intensity of the removal processes. One of the most significant sinks of atmospheric trace constituents is dry deposition. This removal mechanism acts in dry weather conditions at the interface of the atmosphere and the Earth's surface (soil, plant, water or snow surface etc.), consisting of different processes both in the atmosphere and on the surface. In the atmosphere the most important transport processes for gases are turbulent diffusion and molecular diffusion. This latter process is effective only in a very thin layer of the atmosphere close to the surface. The subsequent sorption of the gas is a function of a number of parameters such as surface characteristics and physiological conditions. Dry deposition of aerosol particles of radius smaller than $0,1 \mu\text{m}$ takes place mainly in consequence of their Brownian motion while giant particles ($r > 1 \mu\text{m}$) are deposited by gravitational sedimentation. At the same time practically there is no effective mechanism for the particle size interval of $0,1 - 1 \mu\text{m}$ (Garland, 1978; McMahon and Denison, 1979) where the majority of mass of atmospheric sulfate as well as ammonium and nitrate particles can be found (Mészáros, 1971). Therefore dry deposition of the gases is of higher importance than that of aerosol particles in the atmospheric cycle of sulfur and nitrogen compounds.

1. Theory of dry deposition of atmospheric trace gases

The rate of deposition is usually expressed by the deposition velocity (v) which is the ratio of the deposition in a given time period (D) and the concentration of the gas at the surface (c_0):

$$v = D/c_0 \quad (1)$$

The reciprocal of this term which is also independent of the concentration is the so-called resistance to deposition (r):

$$v = 1/r \quad (2)$$

where r is the sum of the gas-phase resistance, $r_g(z)$ and the surface resistance, r_s . Therefore

$$v = \frac{1}{r_g(z) + r_s} \quad (3)$$

Some authors have published data concerning the values of the gas phase as well as the surface resistance for SO_2 above different surfaces. These data are summarised in *Table I* together with the ratio of $r_g(z)$ and r_s

TABLE I

The deposition velocity of SO_2 and the gas-phase and surface resistance for different plant heights

Plant	[v] $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$	[r_g] $\text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$	[r_s] $\text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$	r_g/r_s
grass — short (Garland, 1978)	0,85	1,2	0,34	3,5
medium " "	0,89	0,46	0,66	0,70
" "	1,19	0,38	0,45	0,84
wheat (Fowler, 1976)	0,74	0,5	1—2,5	0,5—0,2
(Dannevik et al, ^a 1976)	0,44	0,28	2,0	0,14
pineforest (Garland and Branson, 1977)	0,1—0,6	0,1	1,5—5,0	0,07—0,02

^a in Garland (1978)

calculated on the basis of these results. It can be concluded that in the case of a surface covered by plants (wheat, pine trees) the surface resistance is higher than the gas-phase resistance while in the case of a grass surface there is no pronounced difference between the two resistances.

The deposition (D) of a gas at the surface which is supposed to be equal to its flux (F) toward the surface can be given by equation: (4)

$$D = F = K(z) \frac{dc}{dz}, \quad (4)$$

where $K(z)$ is the atmospheric exchange coefficient and dc/dz gives the concentration gradient of the gas in consequence of the decrease in the concentration by sorption on the surface. The exchange coefficient $K(z)$ can be expressed as a function of the friction velocity (u_*) which according to the formula by Monin—Obukhov (1954) depends on the gradient of the wind speed and temperature:

$$K(z) = f(u_*) = f' [\Delta u, \Delta T] \quad (5)$$

As the dependence of $K(z)$ on the temperature gradient is slighter than that on the wind velocity this former can be neglected. In this way the determina-

tion of the deposition velocity can be carried out by measuring simultaneously the gradients of the concentration and wind speed over a given homogeneous surface.

The results in Table I suggest that the deposition velocity of SO₂ decreases with increasing plant height but if we take into account the data collected in Table II where interval of the deposition velocity of SO₂ on differ-

TABLE II

The intervals of the deposition velocity of SO₂ for different surfaces. (The figures in parentheses show the number of the data taken into consideration)

Surface	[v] cm · s ⁻¹
Grass surface (9) ^a	0,01 – 3,6
Field, cultivated (11)	0,3 – 2,8
Forest (5)	0,2 – 3,7
Soil (6)	0,6 – 1,2
Artificial surface (1) ^b	
Asphalt	0,04
Stucco	0,86 – 1,8
Cement	1,6 – 2,5
Water (6)	0,2 – 2,0
Snow (3) ^c	0,13 – 0,5

The intervals were determined on the basis of the data compiled by *McMahon* and *Denison* (1979) adding the results of ^a *Koch* (1979), ^b *Judeikis* and *Stewart* (1976) and ^c *Barrie* and *Walmesley* (1978).

ent surfaces calculated on the basis of the results published until now is given, no essential difference can be found for the different surfaces. The only exception is snow surface where the deposition velocity of SO₂ is very low. Therefore when using these values in budget calculations it seems to be sufficient to take into consideration only an average value of them. However the uncertainty of such estimations is always rather high.

2. Measurements

The aim of our measurements was to determine how the values of the deposition velocity measured for other territories are valid for Hungary. Our field measurements were carried out in the garden of the Institute of Atmospheric Physics in the period of September 1977 and September 1978. The gradients of the concentration of SO₂ and NO₂ as well as of the wind speed were determined simultaneously between heights of 0,5 and 2 m above grass surface. The samplings started at about 8, 11 and 14^h, while the sampling period was 2^h. The concentration of SO₂ and NO₂ was measured in 10 ml sampling solution by the methods of *West* and *Gaeke* (1956) and *Saltzman* (1954) respectively. In the case of SO₂ the uncertainty of the measurement in the range of the measured concentrations (30 – 100 μgm⁻³) is about ± 2 μgm⁻³ which is lower than the gradient to be measured but in the case of NO₂ because of the lower atmospheric concentrations (5 – 12 μgm⁻³) the expected error of ± 0,8 μgm⁻³ is almost comparable to the concentration gradient therefore the reliability of the measurement is lower and the data obtained can be regarded only as first information on the order of magnitude of the deposition velocity of NO₂. The wind speed was determined by cup counter anemometers

of type Casella which measure the total wind-run and then the average wind velocity referring to the sampling period can be calculated.

The results of about 60 measurements are summarized in *Table III* where the data are selected according to the wind direction. The sectors represent air-masses coming from different source areas therefore it seemed

TABLE III

The results of the field measurements made in Hungary over grass surface

	[u_*] m·s ⁻¹	[K] m ² ·s ⁻¹	SO ₂		NO ₂	
			$\Delta c/c_0$	[v] cm·s ⁻¹	$\Delta c/c_0$	[v] cm·s ⁻¹
1 N-NNE	0,30	0,0360	0,16	0,38	0,13	0,32
2 N-WNW	0,39	0,0468	0,04	0,14	(-0,05)	(-0,14)
3 WNW-SSW	0,96	0,1152	0,22	1,67	0,05	0,38
4 SSW-ESE	0,71	0,0852	0,03	0,16	0,19	1,07
5 ESE-NNE	0,33	0,0396	0,05	0,12	0,05	0,12

to be reasonable to differentiate them. The results suggest that higher deposition velocities were obtained in the case of wind directions from the main source areas (sectors 3 and 4) however the quantity of the present data is insufficient for further conclusions. The negative value for NO₂ and the rather low value for SO₂ in sector 2 probably show the effect of very near hedge and buildings which may also take part in the sorption of the gases, in this way influencing their profiles and some mechanical turbulence may occur as well. Therefore by omitting the values referring to this sector the intervals of the deposition velocities of SO₂ and NO₂ are:

$$v_{\text{SO}_2} = 0,12 - 1,67 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$v_{\text{NO}_2} = 0,12 - 1,07 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$$

As it can be seen from *Table IV* that the order of magnitude of the deposition velocity of SO₂ measured in Hungary agrees well with the values in the literature, all

TABLE IV

The deposition velocity of SO₂ over grass surface and the deposition velocity of NO₂ referring to different surfaces, published until now

SO ₂		NO ₂	
[v] cm·s ⁻¹	Reference	[v] cm·s ⁻¹	Reference
1,3	Saito et al. (1971) ^a	0,1-0,3 soil	Böttger (1978)
0,83	Chamberlain (1973) ^a	0,4-0,6 plants	Böttger (1978)
0,8-1,2	Garland et al. (1973)	0,3-0,8 soil and cement	Judeikis and Wren (1978)
0,55	Garland et al. (1974)		Várhelyi (1980)
0,7-3,6	Owers and Powell (1974)	0,1-1,1 grass	
0,3-0,8	Shepherd (1974)		
2,6	Whelpdale and Show (1974)		
1,1	Anderson and Hill (1977) ^a		
0,01-0,36	Koch (1979)		
0,07+			
u·0,08	Koch (1979) ^b		
0,1-1,7	Várhelyi (1980)		

^a taken from McMahon and Denison (1979), ^b [u] means the average wind velocity in m/s

of them referring to grass surface. Since there are no data published until now concerning the deposition velocity of NO_2 above grass surface, the results referring to other surfaces are given for comparison. These data show that the deposition velocity of NO_2 is of the same order of magnitude as that of SO_2 . According to our measurements the average deposition velocities of SO_2 and NO_2 above grass surface are $0,6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ and $0,5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, respectively. However the deposition velocity of NO_2 and of other trace gases must be the subject of further investigation.

3. Significance of the dry deposition of atmospheric trace gases

In order to get some information on the role of the dry deposition in the atmospheric cycle of sulfur and nitrogen comonounds the following calculations can be made. The amount of trace gases removed from the atmosphere by dry deposition can be calculated using equation (1). Then the dry deposition of SO_2 and NO_2 can be determined when the average ground surface concentration of these gases over the territory of Hungary is known. Taking into account the yearly average values of both gases measured at the Hungarian background station, Kecskemét-Komlósi telep for the years 1973 – 1978 gives $7,3 \mu\text{gSm}^{-3}$ and $2 \mu\text{gNm}^{-3}$ in the case of SO_2 and NO_2 , respectively. On the basis of the average deposition velocities of $0,6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ and $0,5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ for SO_2 and NO_2 this means $0,13 \cdot 10^6 \text{ tSy}^{-1}$ and $0,03 \cdot 10^6 \text{ tNy}^{-1}$ deposition on the territory of Hungary. It is reasonable to compare these amounts to the values of the yearly average wet deposition over Hungary. The total wet sulfur deposition can be determined on the basis of the measurements of Kozák and Mészáros (1971) and the data referring to the background station. Its value is $0,2 \cdot 10^6 \text{ tSy}^{-1}$. According to the model calculation of Várhelyi (1975) the ratio of SO_2 in the total wet sulfur deposition is about 60% in average atmospheric conditions over Hungary. She estimated the importance of the different rainout and washout processes, as the condensation on atmospheric aerosol particles (assuming that all active condensation nuclei are composed of sulfate), the Brownian coagulation between cloud droplets and aerosol particles as well as capture of aerosol particles by precipitation elements. The absorption and subsequent oxidation of SO_2 both in cloud and rain drops were taken into consideration. On the basis of the results of this calculation the wet deposition of SO_2 is $0,12 \cdot 10^6 \text{ tSy}^{-1}$. Comparison of the values of dry and wet deposition shows that almost the same amounts of sulfur are removed from the atmosphere by dry and wet deposition over Hungary. In the case of NO_2 the dry deposition of the gas can be compared only to the total wet nitrate + nitrite deposition over Hungary. Its value is $0,05 \cdot 10^6 \text{ tSy}^{-1}$ according to the results of Kozák and Mészáros (1971) and to the data measured at the background station. Although the role of NO_2 in the formation of the nitrate + nitrite content of precipitation is not known the conclusion can be drawn that in the case of NO_2 dry deposition must be as effective sink as wet removal, also clearly showing the importance of the gas-phase dry deposition.

REFERENCES

- Barrie L. A. and Walmsley J. L. (1978): A study of sulphur dioxide deposition velocities to snow in Northern Canada. *Atmospheric Environment* 12, 2321 – 2332.
- Böttger A., Ehhalt D. H. and Gravenhorst G. (1978): Atmosphärische Kreisläufe von Stickoxiden und Ammoniak. *Berichte der Kernforschungsanlage Jülich* Nr. 1558.

- Fowler D. (1978): Dry deposition of SO₂ on agricultural crops. *Atmospheric Environment* 12, 369–373.
- Garland J. A., Clough W. S. and Fowler D. (1973): Deposition of sulphur dioxide on grass. *Nature* 242, 256–257.
- Garland J. A., Atkins D. H., Readings C. J. and Caughey S. J. (1974): Deposition of gaseous sulphur dioxide to the ground. *Atmospheric Environment* 8, 25–79.
- Garland J. A. (1978): Dry and wet removal of sulphur from the atmosphere. *Atmospheric Environment* 12, 349–362.
- Garland J. A. and Branson J. R. (1977): The deposition of sulphur dioxide to pine forest assessed by a radioactive tracer method. *Tellus* 29, 445–454.
- Judeikis H. S. and Thomas B. S. (1976): Laboratory measurement of SO₂ deposition velocities on selected building materials and soils. *Atmospheric Environment* 10, 769–776.
- Judeikis H. S. and Wren A. G. (1978): Laboratory measurement of NO and NO₂ depositions onto soil and cement surfaces. *Atmospheric Environment* 12, 2315–2319.
- Koch Chr. (1979): Experimentelle Untersuchung der trockenen und nassen Ablagerung der atmosphärischen Schwefelverbindungen SO₂ und Sulfat. *Arbeitsbericht 1976–78, Frankfurt/Mainz*, 14–16.
- Kozák M. and Mészáros E. (1971): Chemical composition of rainwater in Hungary and its agricultural importance (in Hungarian). *Agrokémia és Talajtan*, 20, 329–352.
- McMahon T. A. and Denison P. J. (1979): Empirical atmospheric deposition parameters – A survey. *Atmospheric Environment* 13, 571–585.
- Mészáros E. (1971): The size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Időjárás*, 75, 308–314.
- Monin A. S. and Obukhov A. M. (1954): The principles of turbulent exchange processes in the atmosphere near the Earth's surface (in Russian), *Trudi Geophys.* 24 (151).
- Owers M. J. and Powell A. W. (1974): Deposition velocity of sulphur dioxide on land and water surfaces using a 35S tracer method. *Atmospheric Environment*, 8, 63–67.
- Saltzman B. E. (1954): Colorimetric microdetermination of nitrogen dioxide in the atmosphere. *Analytical Chemistry* 26, 1949–1955.
- Shepherd J. G. (1974): Measurements of the direct deposition of sulphur dioxide onto grass and water by the profile method. *Atmospheric Environment* 8, 69–74.
- Várhelyi G. (1977): Wet removal of tropospheric sulfur compounds. *Időjárás* 81, 85–93.
- West Ph. W. and Gaeke G. C. (1956): Fixation of sulfur dioxide as disulfitomercurate (II) and subsequent colorimetric estimation. *Analytical Chemistry* 28, 1816–1819.
- Whelpdale D. M. and Shaw R. W. (1974): Sulphur dioxide removal by turbulent transfer over grass, snow and water surfaces. *Tellus* 26, 195–204.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 1. szám. 1980. január—február
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 1. Jan—Feb 1980 Budapest

Aeroclimatology of the Earth's Atmosphere III. Atmospheric pressure and geopotential

F. RÁKÓCZI, Chair of Meteorology, L. Eötvös University, H-1088 Budapest, Múzeum krt. 6-8.

A földi légkör aeroklimatológiája III. Légnyomás és geopotenciál. A szerző külön a déli és külön az északi féltekére, majd a teljes légkörre meghatározza a tengerszintre átszámított légnyomás, a tényleges légnyomás, az 1000, a 700, és 500 mbar-os felszínek geopotenciális méterekben kifejezett magasságának évi menetét. Foglalkozik még a 700/1000 és az 500/1000 mbar-os relatív topográfiák évi menetével, a légkör anyagkészletével, a két félteke közötti tömegcserével és a légkör tömegével kapcsolatos extra-terrestrikus hatások problémájával.

✱

Aeroclimatology the Earth's atmosphere — Atmospheric pressure and geopotential. The author determined the annual variation of the sea level pressure of Earth's atmosphere to the Southern Hemisphere and to the Northern Hemisphere, the real pressure and the altitude, expressed in metre, of 1000 mbar, 700 mbar, 500 mbar geopotential fields. He also deals with the annual course of 700/1000 mbar and 500/1000 mbar relative topographies, with the stock of atmosphere, with the mass exchange between the hemispheres and with the problem of extra terrestrial effects related to the mass of atmosphere.

✱

Introduction. In the first and the second part of the previously published paper the condition of humidity and temperature of the Northern Hemisphere and Southern Hemisphere, as well as the Earth's atmosphere were discussed (Rákóczi, 1979). In the third part the pressure and the geopotential, as well as the mass of the atmosphere and its exchange between the two hemispheres will be discussed.

Already many authors dealt with the pressure conditions of the Earth's atmosphere and with the aeroclimatology of the absolute and relative geopotential. Almost in every climatological manual or in text-book one can find the charts of the sea-level pressure distribution, and the national and international books of maps are well-known. It is the same situation with the field of geopotential, but because to the determination of it the aerological observations are necessary it is not well-known in detail like the surface pressure field. For our research the work of *Zaljaard et al. (1969)*, as well as the Normal Weather Charts for the Northern Hemisphere (1912) were used as basic papers. These contain the contour charts of the relevant elements.

As for the detailed studies we can mention ie. *Gruza and Kaznatseyeva (1968)* those who studied the statistical structure of the baric field of Northern Hemisphere, or the study of *Gavrilova (1969)* who discussed the characteristics of tropopause regarding to the Southern Hemisphere. The study of *Gavrilova (1968)* is a report on the parameter's field of the Earth's atmosphere, and

Olnintseva-Nebrat (1975) made a study of the statistical characteristics of the field of geopotential regarding to the Pacific Ocean.

Concerning to the Southern Hemisphere *Maher and Mc. Rae (1966)* dealt with the statistic of characteristic of high atmosphere and *Taljaard (1966)* with the dissemination of sea-level pressure and daily data of 500 mbar. *Rákóczi (1974)* determined the annual variation of pressure in the Northern Hemisphere.

From all the works referred above and also in others not mentioned here is to be seen that many researchers gave attention to the investigation of pressure- and geopotencial field. It is un known for us such a work which would deal with the atmosphere as a whole in this respect. This work supersede a deficiency with the presentation of the detailed results on this field.

a) Sea-level atmospheric pressure field

The areal distribution of pressure is given with the reduced pressure to the sea-level and to 0°C. It is evident that we should begin our discussion with the matter mentioned above. The monthly average pressure data for the Southern Hemisphere and Northern Hemisphere are contained in *Table I*. It can be seen,

TABLE I

Reduced atmospheric pressure values to sea-level and to 0 °C

Month	Southern Hemisphere	Northern Hemisphere	Earth
Jan	1007,2	1014,7	1011,0
Feb	1007,3	1014,0	1010,7
Mar	1007,5	1013,6	1010,6
Apr	1008,2	1012,9	1010,6
Maj	1008,7	1012,5	1010,6
Jun	1009,4	1011,4	1010,4
Jul	1010,7	1011,3	1011,0
Aug	1010,6	1011,5	1011,0
Sep	1009,9	1012,2	1011,1
Oct	1009,1	1012,9	1011,0
Nov	1007,8	1013,9	1010,9
Dec	1007,6	1014,2	1010,9
Mean	1008,7	1012,9	1010,8
Amplitude	3,5	3,4	0,7

at once, the annual variation of the monthly average of pressure has a minimum in summer and a maximum in winter. It is remarkable that the reduced pressures to the sea-level and to 0°C, relating to the whole Earth, are given as a constant value in time only at the first approaching. Theoretically, presuming that the atmosphere is a closed system, it is expected that the pressure of atmosphere should be strictly constant. According to Table I, the average pressure of Earth's atmosphere has a minimum in June and a maximum in September. The reason of it can be different:

1. It exists an inflow and an outflow of mass into the Earth's atmosphere;
2. In reduced pressure to the sea-level and 0°C it can happen a systematic reducing error;

Because both possibilities can happen this problem must be examined in more detail.

Before coming to the examinations we have to point out that regarding to reduced pressures the behavior of both hemispheres are asymmetrical; the minimum of Northern Hemisphere is higher than the maximum of Southern Hemisphere. Either we have to investigate the possible reason of deviations or we have to accept the fact, that in the Northern Hemisphere are more air-masses than in the Southern Hemisphere.

One possible reason can be the fact that in course of reducing the pressure to sea-level in the Northern Hemisphere, where the average altitude is 284 m opposed to the Southern Hemisphere where the average altitude is 216 m, the distribution of the meteorological observing stations are such, that systematically greater air-mass is added to the real pressure than in the Southern Hemisphere. To solve this problem the average altitude of meteorological observing stations were specified both in the Northern Hemisphere and in the Southern Hemisphere.

According to *Table II* in both hemispheres the meteorological observing stations are higher in the low latitudes. It is to be noticed that in *Table II* the meteorological stations $h > 500$ m were not taken into account. The meaning of column marked with σ is the standard deviation of height of meteorological stations.

TABLE II
Average altitude of the meteorological observing stations

Latitude	Northern Hemisphere		Southern Hemisphere	
	[h] m	σ	[h] m	σ
90-80	29,3	26,1	—	—
80-70	20,4	20,4	47,7	31,3
70-60	91,5	101,6	15,6	13,1
60-50	111,6	118,3	31,2	57,2
50-40	169,8	137,4	66,5	101,2
40-30	107,0	124,1	82,9	100,4
30-20	100,3	121,3	109,6	126,2
20-10	127,6	155,5	106,2	146,1
10-0	118,9	156,7	87,2	126,2

It from this is to be seen that in most cases the standard deviation of height of meteorological observing stations are greater than the average height. In the Northern Hemisphere 2528 stations, in the Southern Hemisphere 536 stations were used to determine the values of *Table II*.

In order to decide the question that the pressure asymmetry between the Northern Hemisphere and Southern Hemisphere shown in *Table I* is a fact or it is only the result of the reduction to the sea-level, with the help of the barometric formula

$$p_0 - \Delta p = p \quad (1)$$

the real surface pressure were produced to each latitude and from the resulting p values the averages concerning to both hemispheres were calculated. In formula (1) p_0 is the pressure reduced to sea-level and Δp is the reduction value, to which determination the average altitude of meteorological observing stations along the latitudes and the monthly average temperatures were taken

into account. According to this the real pressure values in the Northern Hemispheres and Southern Hemispheres are presented in *Table III*.

Table III reflects the real pressure of atmosphere and it is an at the some-time answer to the question raised in connection with Table I; the asymmetrical distribution of mass between the hemispheres is not a physical reality but the result of the reduction to sea-level on the basis of the different height of meteorological observing stations.

TABLE III
Real pressure values [p] mbar

Month	Southern Hemisphere	Northern Hemisphere	Earth
Jan	997,4	1000,5	998,95
Feb	997,5	999,8	998,65
Mar	997,7	999,4	998,55
Apr	998,7	998,7	998,70
May	998,9	998,3	998,60
Jun	999,6	997,2	998,40
Jul	1000,9	997,1	999,00
Aug	1000,8	997,3	999,05
Sep	1000,1	998,0	999,05
Oct	999,3	998,7	999,00
Nov	998,0	999,7	998,85
Dec	997,8	1000,0	998,90
Mean	998,9	998,7	998,80
σ	1,22	1,17	0,22
Amplitude	3,5	3,4	0,65

In addition Table III has some more peculiarities:

1. In the Southern Hemisphere the real pressure values are greater than the maximum pressure values of the Northern Hemisphere. This fact can be explained physically with the relief of the Southern Hemisphere; because of the lack of mountain massives the cold atmosphere may contain more masses.

2. Certain fluctuations in the pressure of Earth's atmosphere can be seen; besides a maximum in August and September it appears a minimum in June. Although the deviation is only 0,65 mbar, it is necessary to clarify this question later.

3. In both hemispheres the annual amplitude are the same which proves the exchanges of air masses between the hemispheres. A current of air masses from the Southern Hemisphere to the Northern Hemisphere can be seen from July to January and quite the contrary from January to July. April and October are the months when the distribution of air-masses are completely symmetric.

Some feature of Table III, as well as the quantity of the current of masses will be discussed below in more detail.

b) The mass of atmosphere

As it was mentioned the monthly values of real pressure are contained in Table III. These data are excellently suitable to investigate the total mass of atmosphere, the exchanges of masses between the hemispheres and the interaction between the atmosphere and space.

The mass of atmosphere were determined by many authors but usually the starting point was the reduced pressure to seal-level and to 0 °C. Comparing Table I and II it can be seen that this method may lead to overestimation- *Tverskoj* (1962) eg. gaves $5,3 \cdot 10^{15} t$ for the total mass of atmosphere. *Verniani* (1966) gets for the same $(5,136 \pm 0,007) \cdot 10^{21} g$. *Sidorenkov and Stekhnovskiy* (1971) stated the calculation of *Verniani* more precisely and got $5,157 \cdot 10^{21} g$ for January and $5,158 \cdot 10^{21} g$ for July. This is equivalent to 987,1 mbar for

TABLE IV

Mass of atmosphere in $10^{15} g$ unit

Month	Southern Hemisphere	Northern Hemisphere	Atmosphere
Jan	2 594 153,78	2 602 216,62	5 196 370,40
Feb	2 594 413,87	2 600 395,98	5 194 809,85
Mar	2 594 934,05	2 599 355,61	5 194 289,66
Apr	2 597 534,97	2 597 534,97	5 195 069,94
May	2 598 055,15	2 596 494,60	5 194 549,75
Jun	2 599 875,79	2 593 633,59	5 193 509,38
Jul	2 603 256,98	2 593 373,50	5 196 630,48
Aug	2 602 996,89	2 593 893,69	5 196 890,59
Sep	2 601 176,25	2 595 714,33	5 196 890,58
Oct	2 599 096,52	2 597 534,97	5 196 631,49
Nov	2 595 714,33	2 600 135,88	5 195 850,21
Dec	2 595 194,14	2 600 916,16	5 196 110,30
Mean	2 598 055,15	2 597 534,97	5 195 590,12

January and 987,3 mbar for July. According to our estimation this value is a little low. On the basis of *Ekholm as estimation Aujesky* (1975) is giving $5,275 \cdot 10^{21} g$ in his book.

To estimate the total mass of atmosphere, our starting point will be the Table III. For the Earth's $A = 5101 \cdot 10^{14} \text{ cm}^2$, for the acceleration of gravity $980,616 \text{ cm sec}^{-2}$ values were used. The mass of atmosphere were calculated with the following formula:

$$m = \frac{p}{g} A \quad (2)$$

where p is given in mbar. The mass is indicated in every table with $10^{15} g$.

From *Table IV* it can be seen that the annual average of total mass is $5,195 \cdot 10^{21} g$ and this values is align with former estimations and it is between the value of *Tverzkoj* and one of the later estimated.

It may be interesting that the total mass of the Earth's atmosphere during the year is not always the same. The difference between the maximum and minimum value is $3381,21 \cdot 10^{15} g$, namely $3,38121 \cdot 10^{12} \text{ ton}$. The difference can have many reasons. One of them is that on both hemispheres in the warm season in ample irradiation period the particles are accelerating at the outer layer of atmosphere such a way, that its speeds are enough to overcome the gravitation; the particles with this escape velocity are a loss for the atmosphere. That this phenomena takes places, it is proven by the fact that the total mass of atmosphere has a minimum in June.

The maximum in August and September indicates that in these months occurs a mass current in the atmosphere. From June to July the total mass

of the atmosphere has an $3121,10^{15}$ g increase which almost covers the fluctuation of total mass. One of the explanations of this increasing can be extra terrestrial, namely the Earth in its orbital around the Sun comes to the region of Delta Acuarillas, Capricornida, Iota Aquaridas, Perseidas, Kappa, Cygnidas and Piscidas and in this way a lot of meteorite dust can be fastened. In all probability in November this dust sedimentes and the equilibrium is again reached. Because the current begins with the dust of Delta Aquaridas in July the minimum in June is understandable. Presumably the escape of material stock of the atmosphere has also a maximum.

On the ground of the knowledge of substantial difference of the Northern

TABLE V

Monthly changes of mass of atmosphere in 10^{15} g unit

Month	Southern Hemisphere	Northern Hemisphere	Earth
Dec - Jan	1040,36	-1300,46	-260,10
Jan - Feb	260,09	-1820,64	1560,55
Feb - Mar	520,18	-1040,37	-520,19
Mar - Apr	2600,92	-1820,64	780,28
Apr - May	520,18	-1040,37	-520,19
May - Jun	1820,64	-2861,01	-1040,37
Jun - Jul	3381,19	-260,09	3121,10
Jul - Aug	-260,09	520,19	260,11
Aug - Sep	-1820,64	1820,37	-0,01
Sep - Oct	-2079,73	1820,64	-259,09
Oct - Nov	-3382,19	2600,91	-781,28
Nov - Dec	-520,19	780,28	260,09
	$\sum_{\Delta S} = 2080,72$	$\sum_{\Delta N} = -2601,19$	$\sum_{\Delta E} = 520,20$

Hemisphere and Southern Hemisphere it is possible to give an estimation for the measure of mass exchange.

In *Table V* the positive signes indicate the increase of masses related to the previous month and the negative signes the decrease of it. This can be the result of different facts; the current of masses from one hemisphere to the other hemisphere, the quantity of steam in the atmosphere can be different, and extra terrestrial effects can reach the atmosphere. If only the exchange of masses between the hemispheres should occur, in the last column in *Table V* everywhere zero should appear, but this is not the case. Only in the case of tendencies is the picture clear; comparing the increase of masses in the Southern Hemisphere, in the Northern Hemisphere a decrease of masses can be found and conversely.

The deviation summ relating to the Earth's atmosphere is not zero. The reason is that in the Southern Hemisphere, in average is with $520,18 \cdot 10^{15}$ g more air than in the Northern Hemisphere. Therefore the summ of the last column must be $520,18 \cdot 10^{15}$ g. We have to get the same value for the signed summ of the summ of the monthly fluctuations of the Southern Hemisphere and Northern Hemisphere, and in fact

$$\sum_{\Delta S} + \sum_{\Delta N} = -520,47$$

which verifies the mass-equivalent.

In the last column of Table V the decreasing of mass from May to June, as well as the loss from January to February may led back to radiation. In the first case the Northern Hemisphere in the second case the Southern Hemisphere get an irradiation maximum. The increasing from July to August can not be explained with the increasing of evaporation because the water vapour content of the whole atmosphere grows only 0,1 mbar and this can have only extra terrestical reasons which was already pointed out. In this study we can not explain the small fluctuation of masses, for this a better knowledge of the external effect to the Earth would be necessary but this study is just in progress.

TABLE VI

Height of 1000 mbar surface over sea-level, gpm

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Southern Hemisphere	57	57	57	65	73	81	86	86	82	75	66	65
Northern Hemisphere	138	133	132	124	89	106	104	110	117	123	134	132

c) Geopotential field

The study of geopotential field should begin with the presentation of altitude of 1000 mbar surface over sea level (*Table VI*) We can establish that in the Northern Hemisphere the height of 1000 mbar level is higher than in the Southern Hemisphere. This means that the height difference for 1 mbar apparently is smaller in the Southern Hemisphere. Really, this is not the case because in *Table I* it is to be seen that in yearly average in the Southern Hemisphere the 1000 mbar level is 8,7 mbar higher than the reduced value to the sea level, while in the Northern Hemisphere 12,9 mbar difference exists between the 1000 mbar level and the reduced value to the sea level. The quotient of two values is 1,41, the quotient of average altitude is 1,70 which indicates that in both hemispheres the decrease of pressure with hight is nearly the same.

In both hemispheres the altitude of 1000 mbar level has an annual single wave with a maximum in July–August in the Southern Hemisphere and in January in the Northern Hemisphere. The minimum occurs in the Southern Hemisphere in January–March and in the Northern Hemisphere definitely in May. An asymmetry can be seen in both hemispheres.

The altitude of 700 mbar can be reviewed only for the central months of seasons.

In *Table VII* it can be seen that in the Northern Hemisphere the altitude

TABLE VII

Height of 700 mbar surface over sea-level, gpm

	Jan	Apr	Jul	Oct
Southern Hemisphere	3010	2989	2966	2971
Northern Hemisphere	2954	3006	3092	3034

of 700 mb, surface in average, is higher than in the Southern Hemisphere. The annual variation can be also seen in the altitude of 700 mbar and can find the maximum in summer and a minimum in winter in both hemispheres. This annual variation can be explained entirely by temperature, namely with expansion and shrinking. The quantity of amplitude in the Southern Hemisphere is 44 gpm in the Northern Hemisphere 138 gpm. The amplitude in the Northern Hemisphere is 3,14 times more than in the Southern Hemisphere. In the atmosphere, close to the surface level this is true because the proportion of virtual temperature amplitude is 2,41 in these surface.

Table VIII contains the altitude of 500 mbar surface. The configuration

TABLE VIII

Height of 500 mbar surface over sea-level, gpm

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Southern Hemisphere	5637	5642	5625	5601	5572	5552	5538	5541	5547	5564	5586	5519
Northern Hemisphere	5517	5494	5523	5608	5649	5714	5770	5764	5710	5637	5515	5522

of the bisecting altitude of the mass of the atmosphere are given in detail. In the Southern Hemisphere the average altitude of 500 mb is 5577 gpm, in the Northern Hemisphere this average is 5624 gpm. Accordingly the 500 mbar level is higher by 47 gpm in the Northern Hemisphere than is in the Southern Hemisphere. The measure of the annual amplitude is 123 gpm in the Southern Hemisphere and 276 gpm in the Northern Hemisphere. This, as it will be seen later, may be based on temperatures and partly on the fact that the density of aerological stations are rare in the Southern Hemisphere and therefore the values are more smoothed.

In both hemispheres the annual variation of altitude of 500 mbar level is a single wave. In the Southern Hemisphere a minimum can be found in July and a maximum in February. In the Northern Hemisphere the minimum occurs in January and the maximum in July. The annual variation can be explained entirely by temperature with an addition, that after the minimum of irradiation the atmosphere collapses further in the Northern Hemisphere, but the maximum of irradiation seems to be followed by the atmosphere.

For the explain that the effect of temperature the values of 700/1000 mbar and 500/1000 mbar relative topographies were examined. The nights of 700/1000 mbar relative topography, broken down according to seasons, can be seen in *Table IX*.

TABLE IX

The 700/1000 mbar relative topography values, gpm

	Jan	Apr	Jul	Oct
Southern Hemisphere	2953	2924	2880	2896
Northern Hemisphere	2816	2882	2988	2911

We can see, the relative topographies give a fully explanation for the annual variation. In the Southern Hemisphere between 1000 mbar and 700 mbar level the air column is coldest in July and warmest in January. In the Northern

Hemisphere the air column is coldest in January and warmest in July. The amplitude is rather small in both hemispheres, namely 73 gpm in the Southern Hemisphere and 172 gpm in the Northern Hemisphere. The quotient of this two values is 2,36 which is in good relation with the fluctuation of absolute values of geopotentials.

The annual variation of 500/1000 mbar relative geopotential, broken down to months, are given in *Table X*. As was to be expected the average of the 500/1000 mbar relative geopotentials are 5514,6 gpm in the Southern Hemisphere comparing with the average value of 5505,5 gpm in the Northern Hemisphere. Regarding the fluctuation, the relation is reversed because in the Southern

TABLE X

Annual variation of 500/1000 mbar relative geopotential

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Southern Hemisphere	5580	5585	5568	5536	5499	5471	5453	5455	5465	5489	5520	5554
Northern Hemisphere	5379	5361	5391	5484	5560	5608	5666	5654	5593	5514	5441	5415

Hemisphere the difference between the maximum and minimum value is 132 gpm and in the Northern Hemisphere 287 gpm. The quotient of this two values is 2,17 which explains the difference in the fluctuation of the absolute geopotential.

The annual variation of 500/1000 mbar relative geopotential has a single wave in both hemispheres with a maximum in summer and a minimum in winter. It is interesting that in the Southern Hemisphere the maximum value occurs in February which is a delay to the most intensive irradiation period, meanwhile the minimum can be find in July – August.

In the Northern Hemisphere the minimum occurs in February consequently in time a delay takes place, in the irradiation meanwhile the maximum occurs in July – August. The measure of the annual fluctuation in the Northern Hemisphere greater than in the Southern Hemisphere, similar to the fluctuations of 500 mbar level.

Results

1. On the basis of the reduced pressure values, one could believe that the Northern Hemisphere is capable to bind greater air masses than the Southern Hemisphere. The average sea-level pressure of the atmosphere, according to our calculation is 1010,8 mbar.

2. According to the calculation concerning to real pressure in the atmosphere, the average pressure value is 998,8 mbar. The pressure of the Northern Hemisphere and the pressure of Southern Hemisphere is almost compensated. The difference of the amplitude of monthly average pressures in both hemispheres is not more than 0,1 mbar.

3. The total mass of atmosphere calculated from the real pressure values is $5,19559 \cdot 10^{21}$ g. In both hemispheres the annual variation of distribution of mass has a single maximum. This arises partly from the exchange of mass and partly from extra terrestical effects.

4. The altitude of isobar surfaces have annual variation in both hemispheres, namely:

a) The annual variation of the altitude of 1000 mb level has a single maximum in winter and a minimum in summer.

b) The altitude of 700 mbar level in both hemispheres has a minimum in winter and a maximum in summer.

c) The annual average of the altitude of 500 mbar level is greater in the Northern Hemisphere than in the Southern Hemisphere. The 500 mbar absolute topography has an annual variation with one maximum in both hemispheres and this occurs during the summer.

d) The 700/1000 mbar relative topography has a maximum value in January, in the Southern Hemisphere and in July in the Northern Hemisphere. The annual average of 500/1000 mb relative topography is greater in the Southern Hemisphere than in the Northern Hemisphere but the deviation is minimal. In both hemispheres the monthly averages of the 500/1000 mbar relative topography has an annual variation with a single minimum in winter. The fluctuation of values are greater in the Northern Hemisphere.

LITERATURE

- Taljaard, J. J. et al.* (1969): Climate of the Upper Air, Southern Hemisphere, Washington Normal Weather Charts for the Northern Hemisphere (1952), Washington
- Aujeszký, L.* (1957): A légkör fizikája. Budapest
- Maher, J. V. - Mc Rae, J. N.* (1966): Upper air statistics, Australia. Temperature, humidity and geopotential. Melbourne
- Taljaard, J. J.* (1966): Standards deviation of daily sea-level pressure and 500 mb height over the Southern and Northern Hemisphere during the IGY. Notes, v. 15.
- Verniani, F.* (1966): The total mass of the earth's atmosphere. J. Geophys. Res. 71. No 2.
- Gavroliva, Z. I.* (1968): O polyakh parametrov atmosfery zemnogo Shara. Tr. NIIAK, vyp. 49.
- Gavroliva, Z. I.* (red. 1969): Karakteristiki Tropopauzy nad yuzhnyim polushariem, Tr. NIIAK, vyp. 59.
- Gruza, G. V. - Kaznatseyeva, V. D.* (1968): Statisticheskaya struktura baritseskogo ploya severnogo polushariya. Tr. SANITNI, vyp. 38/53.
- Olnintseva - Nebrat, T. T.* (1975): Statisticheskiye karakteristiki absolyutnogo geopotentsiala nad tikhom okeanom. Tr. NIITINTSD, vyp. 18. 61-95.
- Sidorenkov, N. S. - Stekhnovskiy, D. I.* (1971): Obshechaya massa atmosfery i eye sezonnoye pereraspredeleniye. Fiz. Atm. i Okeana III. II. No. 9. 979-982.
- Tverskoj, P. N.* (1962): Kurs meteorologii, Leningrad.
- Rákóczi, F.* (1979): Aeroclimatology of the Earth's Atmosphere. I. Humidity, II. Temperature. *Időjárás*, Vol. 83. No 2.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 1. szám. 1980. január—február
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 1. Jan—Feb 1980 Budapest

A felszínközeli 30 méteres légréteg fizikai állapotának néhány jellemzője

ENDRÓDI GABRIELLA

Központi Légekfizikai Intézet, H-1675 Budapest Pf. 39

Some physical aspects of a 30 metres surface layer. The paper deals with some physical aspects of the surface layer, on the basis of temperatures and windspeed data which were measured in six levels on a 30 m high tower. The examined period is October 1975 to June 1976. The author presents the mean daily course of temperature and windspeed in every month, the vertical profile of elements, the development of the Richardson number and the Monyin—Obuchov's stability parameter, which are characteristic to the temperature stratifications, as well as the inversions of surface layer and the frequency of temperature and windspeed differences.

✱

A felszínközeli 30 méteres légréteg fizikai állapotának néhány jellemzője. A cikk a talajközeli légréteg fizikai állapotának néhány jellemzőjével foglalkozik 30 m magas tornyon hat szintben végzett óránkénti léghőmérséklet- és szélesebbségmérések alapján. A vizsgált időszak 1975. október—1976. június. A szerző bemutatja a léghőmérséklet és a szélesebbség havonkénti átlagos napi menetét, a két elem vertikális profiljait, a hőmérsékleti rétegződést jellemző Richardson szám és a Monyin—Obuchov féle stabilitási paraméter (z/L) alakulását, valamint a talajközeli inverziók, a hőmérséklet- és szélesebbségkülönbségek gyakoriságát.

✱

A felszínközeli légréteg fizikai állapotáról részletes és hasznos információt adnak a különböző magasságú meteorológiai tornyokon folyó mérések. A gyűjtött adatok alapján vizsgálható a légréteget jellemző számos paraméter viselkedése, tisztázhatóak különböző problémák az elmélet és a gyakorlat számára egyaránt.

A különböző szennyezőanyagok talajközeli koncentrációjának, a növénykultúrák számára kritikus hőmérsékleti értékek gyakoriságának vizsgálatához ma már nem nélkülözhetők azok az eredmények, amelyek a meteorológiai tornyok mérési adataiból vezethetők le, nevezetesen a hőmérséklet és a szélesebbség magasság szerinti és időbeli változékonysága, a felszínközeli légréteg labilitásának és stabilitásának gyakorisága eloszlása stb.

* * *

A felszínközeli légréteg vagy Sutton (1953) terminológiája szerint a felszínközeli határréteg, Prandtl-rétegen is nevezhető (Dobesch, 1973; Kraus, 1970). A Prandtl-réteg definíciója ahhoz a feltételhez kapcsolódik, hogy ott az impulzus, az érzékelhető és a latens hő turbulens árama jó közelítéssel a magasságtól független.

A kutatók véleménye eléggé eltérő arra vonatkozóan, hogy milyen magasságig érvényesül az előbbi feltétel, azaz milyen a felszínközeli légréteg függőleges kiterjedése. *Monyin és Obuchov* átlagosan 50 métert tart elfogadhatónak, azonban nagyon erős inverziók esetén a nyíróerő vertikális gradiense 2 m-ben is számottevő lehet (*Munn*, 1966). Gyakorlati célokra a felszíni határreteget gyakran úgy definiálják, mint azt a réteget, amelyben a nyíróerő változása nem haladja meg az 5%-ot.

I. TÁBLÁZAT

A különböző szintek szélsébségkülönbsége, m/s

Szint (méter)	1975			1976					
	Okt.	Nov.	Dec.	Jan.	Febr.	Márc.	Ápr.	Máj.	Jún.
	Hőmérséklet °C								
0,5	9,9	1,1	0,2	-0,4	-1,0	2,3	10,2	15,5	19,2
1,1	9,9	0,9	0,0	-0,3	-0,9	2,1	10,2	15,5	18,9
2,6	9,9	1,0	0,2	-0,3	-0,9	2,1	10,2	15,5	19,0
5,8	9,9	1,1	0,3	-0,1	-0,8	2,1	10,3	15,6	19,1
13,2	10,0	1,1	0,4	-0,1	-0,8	2,2	10,1	15,5	19,0
30,0	10,2	1,2	0,4	-0,1	-0,8	2,1	10,1	15,6	19,0
	Szélsébség m/s								
0,5	1,0	1,2	1,3	1,6	1,0	1,5	1,3	0,8	0,8
1,1	1,3	—	1,4	1,9	1,2	1,8	1,5	1,3	1,3
2,6	1,6	1,8	1,8	2,2	1,4	2,1	1,8	1,7	1,7
5,8	2,1	2,3	2,2	2,7	1,7	2,6	2,3	2,1	2,1
13,2	2,6	—	3,0	3,4	2,1	3,2	2,9	2,7	2,7
30,0	3,8	—	3,8	4,0	3,0	4,2	3,9	3,7	3,9

Kis függőleges kiterjedése ellenére a felszínközeli határreteg jelentős szerepet tölt be az anyag- és energiaticserélődésben. Fontosságát növeli az is, hogy magában foglalja a bioszféra légterét, az antropogén hatások forrásait. Az itt végbemenő folyamatok függnek a talajmenti légréteg állapotától, rétegződésétől, a meteorológiai elemek — elsősorban a léghőmérséklet és a szélsébség — vertikális profiljától.

A függőleges profilok meghatározására alkalmasak a meteorológiai tornyok, amelyekben a mérési szintek megválasztásának alapja többnyire a felszínközeli határretegben a meteorológiai elemek profiljaira levezethető logaritmikus egyenlet. A tornyokon végzett mérések segítségével részletesen vizsgálható a talajközeli légréteg állapota, számos paramétere.

Adatgyűjtés

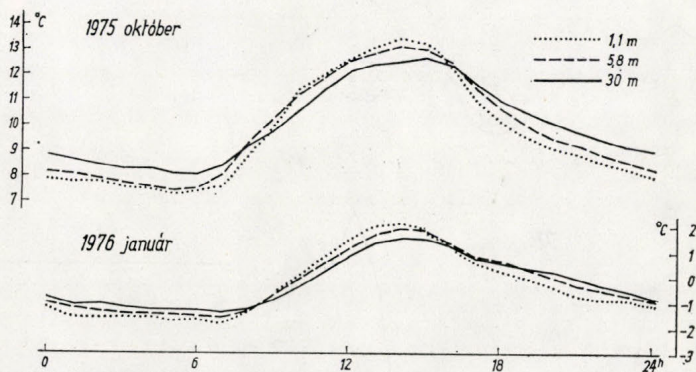
Az Országos Meteorológiai Szolgálat Központi Légtérfizikai Intézetében az 1975-ben felállított 30 m magas tornyon a logaritmikus profilnak megfelelően (logaritmikus egyenlő távolságban) mértük a léghőmérsékletet és a szélsébséget a következő szintekben: 0,5; 1,1; 2,6; 5,8; 13,2 és 30 m (*Endródi és Kozák*, 1974). A mérőműszerek ellenállás-hőmérők és Lambrecht-féle kontakt anemométerek voltak.

A mérések viszonylag szabad területen folytak, jelentősebb árnyékhatást okozó (kétemeletes) épület északi irányban volt, kb. 30 m távolságban a toronytól. A talajfelszín az év folyamán változó magasságú fű borította. Mivel egyrészt a fű magasságát nem mértük rendszeresen, másrészt a legelső, 0,5 m-ben elhelyezett szélmérő sok eset-

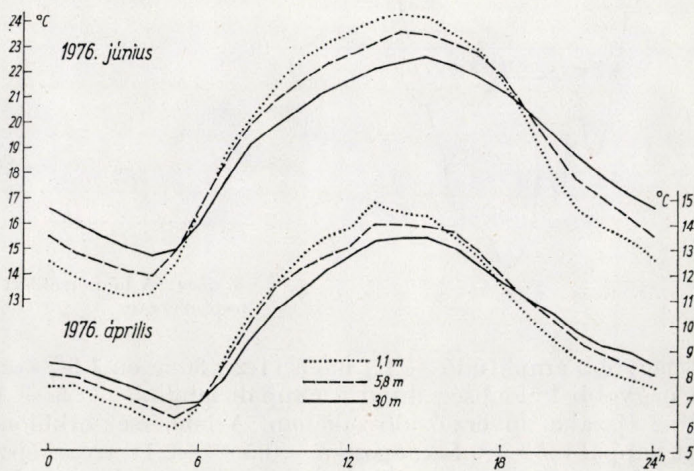
ben, főként gyenge szelek alkalmával bizonytalan adatokat szolgáltatott, ezt a szintet nem vontuk be vizsgálatainkba.

Az adatok gyűjtésére 50 csatornás digitális adatgyűjtő szolgált, és ennek segítségével rendelkezésünkre állnak 1975 októbertől 1976 júniusig a különböző magasságokban a szélsősebesség és a léghőmérséklet óránkénti értékei.

Az alanyanyagot felhasználva bemutatjuk e két meteorológiai elem napi menetét, vertikális profilját, a hőmérsékleti rétegződést jellemző Richardson-szám (Ri) és a Monyin-Obuchov-féle stabilitási paraméter (z/L) alakulását, valamint a talajközeli inverziók, a hőmérséklet- és szélsősebesség-különbségek gyakoriságát.



1. ábra:
A léghőmérséklet
átlagos napi menete
októberben és
januárban



2. ábra:
A léghőmérséklet
átlagos napi menete
áprilisban és
júniusban

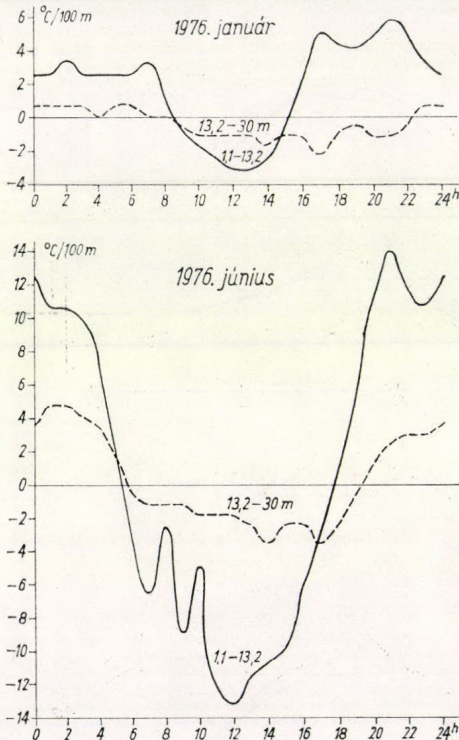
A léghőmérséklet és a szélsősebesség napi menete

A léghőmérséklet havi közepei alapján — amelyek természetesen csak futó tájékozódásul szolgálhatnak —, a 30 m-es légréteget október — februárban gyenge stabilitás, a többi hónapban gyenge labilitás jellemzi. Az egyes szintek átlagainak különbsége kicsiny, nem haladja meg a három tizedfokot (*I. táblázat*). Pontosabb képet ad a hőmérséklet alakulásáról egy-egy hónapban az átlagos napi menet.

Az 1. és a 2. ábrán október, január, április és június hónapra tüntettük fel

a léghőmérséklet óraátlagait (csupán 3 szintre; a többi ezen értékek között van). Januárban 9–16 óra között átlagosan gyenge labilitás mutatkozik; 1,1 és 30 m között a legnagyobb különbség a hőmérsékleti maximum idején $0,6^\circ$. A hőmérsékleti hullám amplitúdója 1,1 m-ben átlagosan csaknem 4 fok, 30 m-en csak a 3 fokot közelíti meg.

A nyári hónapban, júniusban kifejezettebb a napi menet, amit jellemez a



3. ábra: A hőmérsékleti gradiens átlagos napi menete

jóval nagyobb amplitúdó — 1,1 m-en $11,2^\circ$, 30 m-en $7,9^\circ$ — és az egyes szintek közti nagyobb különbség mind a nappali labilitás — 5 és 19 óra között —, mind az éjszakai inverzió időszakában. A hőmérsékletkülönbség 1,1 és 30 m között nappal $0,5 - 1,9$ fok, éjszaka $-0,5 - (-2,1)$; nyári éjszakákon az inverzió általában erősebb, mint télen, mivel nyáron rendszerint kevesebb a felhőzet és így nagyobb negatív sugárzásegyenleg alakul ki.

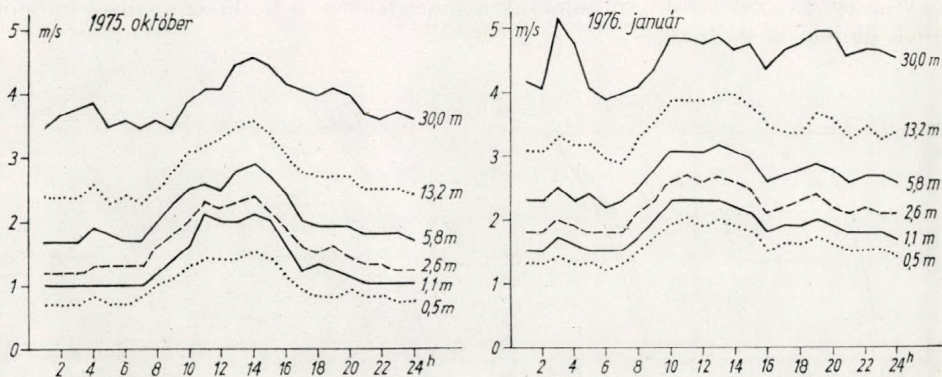
Elég nagy a hőmérsékleti hullám amplitúdója a tavaszt reprezentáló áprilisban, 8,8 és 6,6, fok 1,1 illetve 30 m-en, amikor is kb. 12–12 óra a labilis és stabilis hőmérsékleti rétegződés időtartama.

Októberben a jellegzetes őszi, kisugárzási típust találjuk, egy hosszabb inverziós időszakkal, 16-tól 9 óráig; az inverzió átlagosan csak 1 fokos.

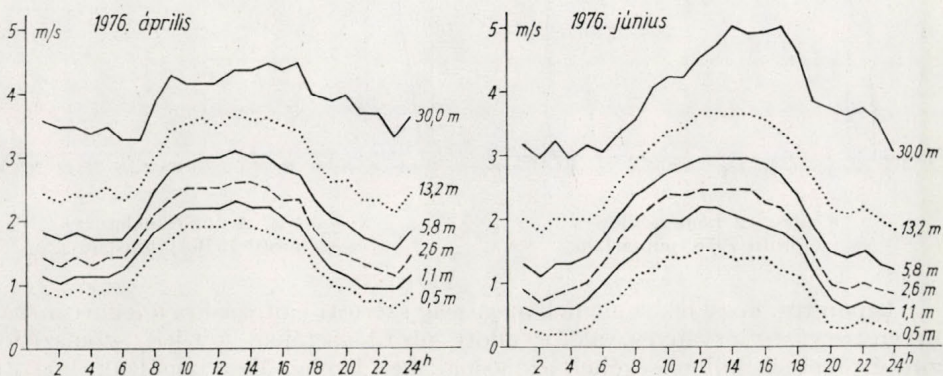
A termikus rétegződés jellemzésére a 3. ábrán feltüntettük a hőmérsékleti gradiens januári és júniusi átlagos napi menetét $^\circ/100$ m-ben a 13,2 és 30 m, valamint az 1,1 és 13,2 m közti hőmérsékletkülönbség alapján. A szabály, hogy minél közelebb vagyunk a talajfelszínhez, annál nagyobb a gradiens, itt is teljesül. Januárban reggel a két különböző rétegben a gradiens azonos idő-

pontban vált előjelet, délután azonban már jelentős az időkülönbség az előjelváltásban. Júniusban pedig mintegy másfél órával később történik a felső rétegben az átmenet a labilis rétegződésről a stabilisra.

A szélesebbeség havi közepei szerint (lásd I. táblázat) a március a legszelebb és februárban a legkisebb a szélesebbeség valamennyi szintben. Az átlagos napi menetet ugyanazon hónapokra tüntettük fel, mint a léghőmérséklet



4. ábra: A szélesebbeség átlagos napi menete októberben és januárban



5. ábra: A szélesebbeség átlagos napi menete áprilisban és júniusban

esetében, csak az ábrákon (4. és 5. ábra) valamennyi mérési szint szerepel. Általában minden hónapban és szinten mutatkozik határozott napi menet, a leggyengébben januárban.

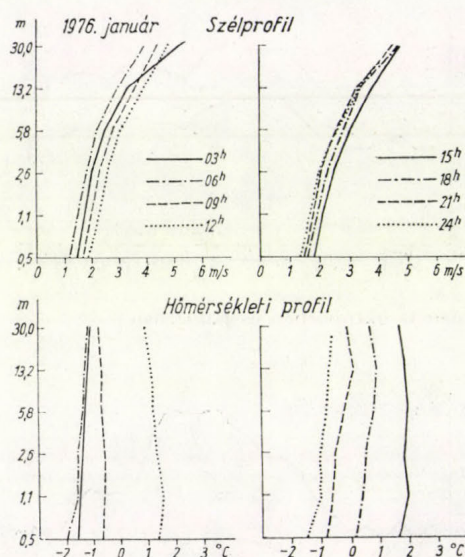
A hőmérsékleti és szélprofil

A 6. és 7. ábrán a vizsgált időszak két szélső hónapjában – januárban és júniusban –, feltüntettük 3 óránként az átlagos hőmérsékleti és szél-profil.

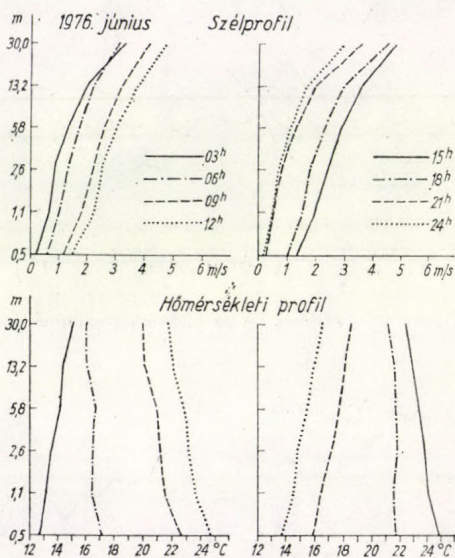
Januárban az alsó 0,5–1,1 m-es rétegben egész nap megmarad az inverzió, csak e fölött csökken gyengén a magassággal a hőmérséklet a nappal egy részében (lásd a 9, 12, 15 órai profilokat). Júniusban mind a nappali, mind az

éjszakai órákban a hőmérsékleti profil nagyobb mértékben eltér a függőleges-től, nagyobb hőmérsékletkülönbséget reprezentálva az egyes szintek között.

A szélesebbesség magasság szerinti változását vizsgálva kitűnik, hogy a profilok hajlásszögét tekintve a félogaritmikus koordinátarendszerben 2–3 réteg, ill. szakasz különíthető el. Januárban világosan kirajzolódik egy meredekebb és egy laposabb szakasz; júniusban három szakasz különíthető el. Hasonló megállapítás érvényes a hőmérsékleti profilokra is, azzal a különbséggel, hogy az egyes szakaszokban nemcsak a meredekség, a hajlásszög más, hanem ennek előjele is változik.



6. ábra: A hőmérsékleti és szélprofil 1976. januárban



7. ábra: A hőmérsékleti és szélprofil 1976. júniusban

Ismeretes, hogy ha az elemek magasság szerinti változására a logaritmikus törvényszerűség érvényes, akkor adott profil esetében két-két szomszédos szint értékeinek különbségének azonosnak kell lennie. Megvizsgáltuk, hogyan alakult egyes hónapokban a 30 és 13,2 m-ben mért szélesebbesség különbsége a 13,2 és 5,8 m-es szintekével összevetve (II. táblázat). Az átlagos óraértékeket nézve kitűnik az egyik sajátosság: az $u_{13,2} - u_{5,8}$ értéke a nap folyamán általában alig mutat ingadozást, viszont az $u_{30,0} - u_{13,2}$ értékeiben nagyobb a szóródás.

A másik sajátosság az, hogy az $u_{30,0} - u_{13,2}$ rendszerint nagyobb, mint az $u_{13,2} - u_{5,8}$, éspedig főként tavasszal; áprilisban éjszaka 2–5-szörös köztük a különbség. Nyáron, júniusban a két felső szint szélesebbességkülönbsége, az $u_{30,0} - u_{13,2}$ a nap második felében kétszerese az $u_{13,2} - u_{5,8}$ -nak. Januárban és októberben is érvényes az a megállapítás, hogy a két felső szintben mért szélesebbesség különbsége általában nagyobb, mint a következő két szinté, azonban kisebb köztük az eltérés, mint áprilisban és júniusban, valamint növekszik azoknak az óráknak a száma, amikor csaknem azonosak, tehát a szélprofil közel logaritmikus.

Az előbbiekből, azaz a profilok alakjából, illetve a termikus rétegződés változékonyságából következik, hogy leírásukra nem alkalmas az egyszerű logaritmikus törvény. A szélsébségre sem áll fenn az

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (1)$$

összefüggés, ahol u a szélsébség z szintben, u_* a súrlódási sebesség, k a Kármán-konstans, z_0 az érdességi paraméter.

A profilok leírására alkalmasabb a hatványtörvény; általános formában a szélgradiensre írható:

$$\frac{du}{dz} = a \cdot z^{-\beta} \quad (2)$$

II. TÁBLÁZAT

A különböző szintek szélsébségkülönbsége, m/s

Óraker	1975		1976					
	október		január		április		június	
	$u_{20} - u_{13,2}$	$u_{13,2} - u_{5,8}$	$u_{30} - u_{13,2}$	$u_{13,2} - u_{5,8}$	$u_{20} - u_{13,2}$	$u_{13,2} - u_{5,8}$	$u_{30} - u_{13,2}$	$u_{13,2} - u_{5,8}$
1	1,1	0,7	1,1	0,8	0,9	0,4	0,8	0,7
2	1,3	0,7	1,0	0,8	0,8	0,4	1,2	0,7
3	1,4	0,7	1,9	0,8	0,9	0,3	1,3	0,7
4	1,4	0,7	1,9	0,8	0,9	0,3	1,3	0,7
5	1,2	0,6	0,9	0,8	1,0	0,4	1,2	0,6
6	1,2	0,7	0,9	0,8	1,1	0,2	0,9	0,5
7	1,2	0,6	1,1	0,6	1,0	0,3	0,8	0,5
8	1,1	0,5	0,8	0,8	0,9	0,3	0,7	0,5
9	0,7	0,5	0,8	0,8	0,6	0,3	0,9	0,6
10	0,8	0,6	1,0	0,8	0,5	0,3	0,9	0,6
11	0,9	0,6	1,0	0,8	0,4	0,3	0,8	0,6
12	0,8	0,8	0,9	0,8	0,5	0,3	0,9	0,7
13	1,0	0,7	0,9	0,8	0,5	0,2	0,9	0,7
14	1,0	0,7	0,7	0,9	0,6	0,4	1,4	0,7
15	1,1	0,7	1,0	0,8	0,6	0,4	1,3	0,7
16	1,1	0,7	0,9	0,9	0,6	0,4	1,4	0,7
17	1,3	0,8	1,3	0,7	1,0	0,4	1,7	0,7
18	1,3	0,8	1,4	0,8	1,2	0,5	1,6	0,7
19	—	0,8	1,3	0,8	1,2	0,5	1,3	0,7
20	1,3	0,8	1,4	0,7	1,0	0,6	1,6	0,7
21	1,2	0,7	1,3	0,8	1,0	0,6	1,6	0,7
22	1,1	0,7	1,2	0,6	1,1	0,6	1,6	0,7
23	1,2	0,7	1,4	0,8	1,0	0,6	1,6	0,7
24	1,2	0,7	1,2	0,8	0,8	0,6	1,3	0,6

ahol β a hőmérsékleti rétegződéstől függ (Deacon, 1953). Ha a rétegződés adiabatikus, $\beta = 1$, és a (2) egyenlet

$$\frac{du}{dz} = a \cdot z^{-1} \quad (3)$$

alakú lesz, amelynek megoldása (1)-et eredményezi. Ullrich (1967) szerint konstans hozzáadásával a (3) egyenlet nem-adiabatikus rétegződésre is érvényes lin-log törvényt ad, azaz a

$$\frac{du}{dz} = a \cdot z^{-1} + b \quad (4)$$

összefüggést z_0 és z határok között integrálva, az

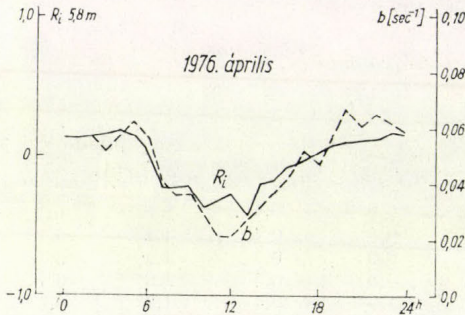
$$u = a \cdot \ln \frac{z}{z_0} + b \cdot (z - z_0) \quad (5)$$

összefüggést nyerjük; vagy logaritmikus, lineáris és konstans tagokra szétválasztva, írható

$$u = a \cdot \ln z + b \cdot z + c \quad (6)$$

Hasonló összefüggés érvényes a hőmérsékleti profilra is.

A (6) kifejezésben az a együttható logaritmikus ábrázolásnál megadja az adiabatikus profil reprezentáló egyenes meredekségét, b nem-adiabatikus esetben az egyenes görbületét, c pedig tartalmazza a z_0 -t. Különböző szinteken végzett mérések alapján a együtthatók meghatározhatók. A (4) egyenlet szerint a b megadja az a/z tag gradienstől való eltéréseinek mértékét, ami a hőmérsékleti rétegződés függvénye, s valamilyen módon összefügg a Richardson-számmal; egy ábrán tüntetve föl a b és a Richardson-szám értékeit, szemléltethetjük az előbbi megállapítást (8. ábra).



8. ábra: A Richardson szám (Ri) és a b együttható — a (4) egyenletben — átlagos napi menete

A súrlódási sebesség és a stabilitási hossz

A talajközeli légréteget jellemző paraméter az u_* súrlódási sebesség, amely a turbulencia mérőszáma s nem függ a magasságtól. A rendelkezésre álló adatok, pontosabban az 1,1; 5,8 és 30 m-es szint szélessége alapján a kísérleti időszak egyes hónapjaira meghatároztuk a súrlódási sebesség értékeit, és pedig Ullrich (1967) nyomán az (1) és (5) összehasonlításából nyert

$$a = \frac{u_*}{k} \quad (7)$$

összefüggés segítségével. A súrlódási sebesség (cm/s) havi átlagai a következők:

1975			1976					
Okt.	Nov.	Dec.	Jan.	Febr.	Márc.	Ápr.	Máj.	Jún.
12,0	13,0	15,4	14,1	8,9	15,4	12,3	14,4	13,0

A súrlódási sebesség napi menetét az egyes hónapokban a 9. ábrán tüntetjük fel. Ebből is felismerhető a rétegződés hatása a különböző év-, ill. nap-szakokban.

A termikus rétegződés hatásának jellemzésére szolgál, mint ismeretes, a Richardson (Ri) szám:

$$Ri = \frac{(g/T) \cdot (\partial T / \partial z)}{(\partial u / \partial z)^2} \quad (8)$$

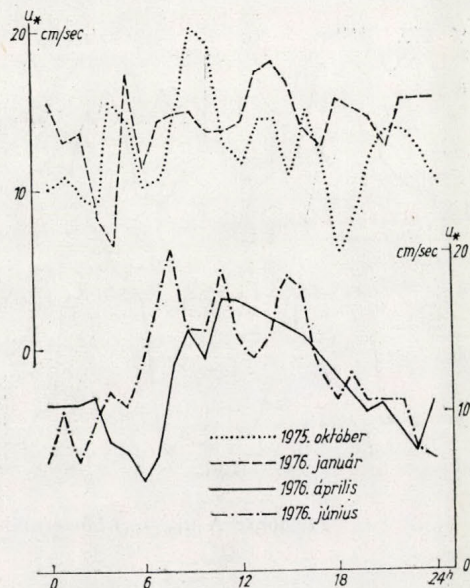
ahol g a nehézségi gyorsulás, \bar{T} a vizsgált réteg középhőmérséklete Kelvin-fokban, $\partial T/\partial z$ a rétegben a hőmérsékleti gradiens, és $\partial u/\partial z$ a szélesség gradiens. A (8) kifejezés különbségek segítségével is felírható:

$$Ri = \frac{g}{T_{1,2}} \frac{(z_2 - z_1) \cdot (T_2 - T_1)}{(u_2 - u_1)^2} \quad (9)$$

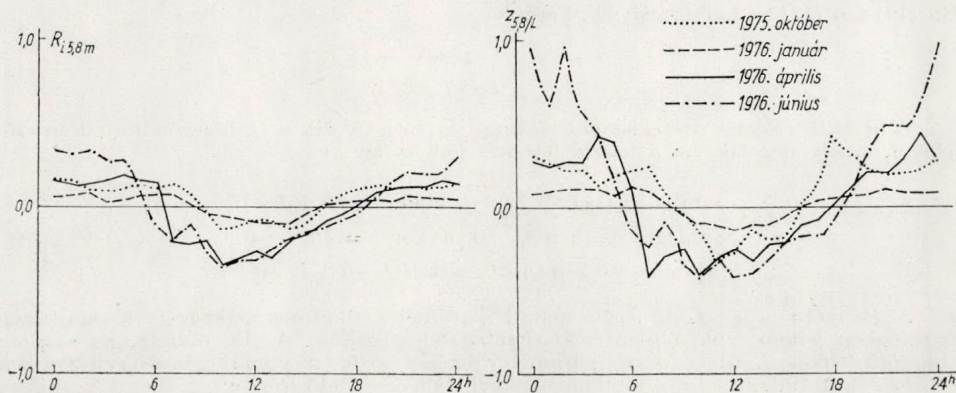
A referencia-magasság pedig, amelyre az Ri vonatkozik,

$$z = (z_1 \cdot z_2)^{1/2} \quad (10)$$

A 30 és az 1,1 m-es szintet választottuk az Ri számításához, s e két szint hőmérséklete és szélessége alapján meghatároztuk az Ri szám értékeit az



9. ábra: A sűrűlási sebesség (u_*) átlagos napi menete különböző hónapokban



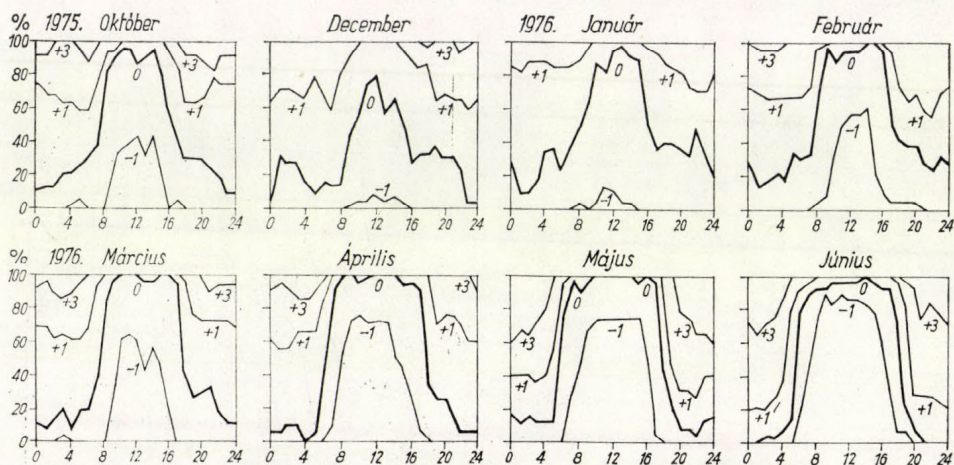
10. ábra: A Richardson szám (Ri) és a z/L paraméter napi menete különböző hónapokban

egyes hónapokra; az eredmények az 5,8 m referencia-magasságra vonatkoznak. A Richardson-szám átlagos napi menetét a 10. ábrán láthatjuk az egyes évszakokat reprezentáló hónapokban.

A Richardson-szám a légköri stabilitás mértékszám, de hátránya, hogy változik a magassággal. *Monyin* és *Obuchov* (1954) hasonlósági és dimenzió-vizsgálatok alapján bevezette az

$$L = - \frac{\rho c u_*^3 \bar{T}}{kg Q_t} \quad (11)$$

stabilitási mérőszámot, ahol



11. ábra: A $(t_{30} - t_{1,1})$ hőmérsékletkülönbség relatív gyakorisága

$$Q_t = \rho c u_*^3 \frac{T_1 - T_2}{u_2 - u_1} \quad (12)$$

A Richardson-számhoz hasonlóan az L stabilitási hosszra is levezethető egy gradiens-összefüggés, így számításához nem szükséges a turbulens levegőhőforgalom ismerete. Ha (11)-t a (12)-be helyettesítjük, kapjuk

$$L = - \frac{T u_* (u_2 - u_1)}{kg (T_1 - T_2)} \quad (13)$$

Ami az L előjelét illeti, ismeretes, hogy az megegyezik a Q_t levegőhőforgalom előjelével, amely negatív, ha a felszín felé irányul, és így

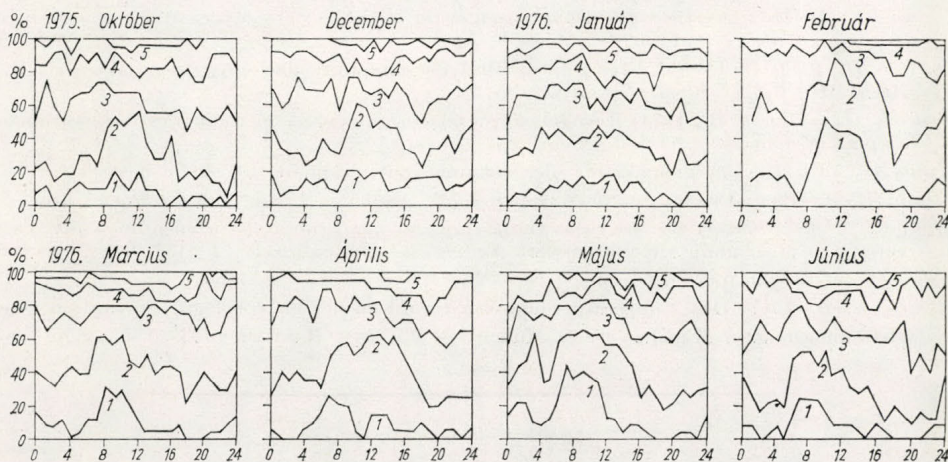
- labilis esetben $Q_t > 0$, akkor $L < 0$ $1/L < 0$
- semleges esetben $Q_t = 0$, akkor $L = \infty$ $1/L = 0$
- stabilis esetben $Q_t < 0$, akkor $L > 0$ $1/L > 0$

A Ri szám és a z/L dimenzió nélküli paraméter alkalmas arra, hogy a talajközeli légrétegben jellemezzük a hőmérsékleti rétegződés hatását. A (13) összefüggés alapján kiszámítottuk az L , illetve a z/L , paraméter értékeit az 5,8 m vonatkoztatási szintre, és a 10. ábrán közöljük az átlagos napi meneteket. Ha a megfelelő Ri és z/L görbékét egymásra helyeznénk, kitűnne, hogy jól együtt futnak, azonban a z/L amplitúdója nagyobb, s mind a stabilis, mind a labilis időszakban értékei magasabbak, mint a Richardson-száomé.

A hőmérséklet- és szélesség-különbség gyakorisága

A tornyokon végzett mérések alapján vizsgálható a talajközeli inverziók gyakorisága, tartamvalószínűsége is, amelyek nemcsak a légszennyeződés szempontjából fontosak, hanem a fagyok gyakoriságának, tartamának és erősségének tanulmányozásában is.

Az óránkénti adatok alapján meghatároztuk az 1,1 és 30 m-en mért lég-hőmérséklet- és szélesség-különbségek relatív gyakoriságának alakulását a nap folyamán. Az eredményeket a 11. és 12. ábrán közöljük minden hónapra, a november kivételével; akkor a műszerek hibája miatt elég sok mérés ki-



12. ábra: Az $(u_{30} - u_{1,1})$ szélességkülönbség relatív gyakorisága

maradt. Az ábrák vízszintes tengelyén az órákat, a függőlegesen a gyakoriság százalékát tüntettük fel.

A 11. ábráról leolvasható a 30 és az 1,1 m-es szint hőmérséklet-különbségének gyakorisága, valamint a labilis és stabilis rétegződés relatív gyakorisága, erőssége és tartama. Erős és tartós talajközeli inverzió lépett föl 1976 áprilisában és májusában, mégpedig májusban a $t_{30} - t_{1,1} \cong +3^\circ$ relatív gyakorisága 20 óra után gyorsan nőtt és több órán keresztül az esetek 40 %-ában kimutatható. A hónapokat egymás mellett szemlélve, jól kirajzolódik, hogyan tolódik el tél felé a stabilis, nyár felé a labilis rétegződés gyakorisága és tartama.

A 12. ábrán a hőmérséklethez hasonló ábrázolásmódban láthatjuk a 30 és 1,1 m-es szintek szélesség-különbségének relatív gyakoriságát a vizsgált periódus egyes hónapjaiban, s könnyen leolvasható az 1, 2, ..., 5 m/s-os különbségek gyakorisága. Megállapítható itt is, hogy labilis rétegződés idején a szélességkülönbség általában kisebb, mint stabilisnál, illetve a nappali labilis időszakban a kisebb különbségek gyakoribbak. A nagyobb szélességkülönbségek gyakorisága éjszaka mutat maximumot, mivel ekkor gyakori az erős inverzió. Jellemző továbbá, hogy a nagyobb, 3–5 m/s-os különbségek napi menete elmosódott, vagy egyáltalán nem ismerhető fel, mivel azok sokszor nagy szélességű és kis hőmérséklet-különbségű napokon lépnek fel.

Vizsgálataink eredményeként megállapíthatjuk, hogy a meteorológiai tornyon végzett mérések értékes információt adnak a talajközeli légréteg állapotáról, a hőmérséklet és szélsébség idő- és térbeli eloszlásáról. Kétségtelen, hogy behatóbb, a légköri turbulencia szerkezetéhez kapcsolódó kutatások sokkal pontosabb, egyedi műszerekkel végrehajtott s az elemek fluktuációjának megfogására is alkalmas méréseket tennének szükségessé. Véleményünk szerint azonban az általunk feldolgozott mérésekhez hasonló alapanyag számos gyakorlati feladat megoldásához nélkülözhetetlen.

IRODALOM

- Deacon, E. L.*, 1953: Vertical profiles of mean wind in the surface layers of the atmosphere. *Geophys. Mem.* 11. 191. p.
- Dobesch, H.*, 1973: Das Wind-, Temperatur- und Feuchteprofil über einer freien Wasserfläche. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A*, 22. 47. S.
- Endrődi G. és Kozák B.*, 1974: Tornyonkon végzett profilmérések metodikai és mérés technikai alapjai. *Beszámolók*, 193. old.
- Kraus, H.*, 1970: Die Energieumsätze in der bodennahen Atmosphäre. *Ber. d. Dt. Wetterd. Nr. 117*.
- Munn, R. E.*, 1966: Descriptive micrometeorology. Academic Press, New York and London.
- Monyin, A. Sz. – Obuhov, A. M.*, 1954: Osznovnije zakonomernosztyi turbulentnovo peremesivanyija v prizemnom szloe atmoszferi. *Tr. Geofiz. AN. SzSzSzR* 24. (151).
- Sutton, O. G.*, 1953: Micrometeorology. New York.
- Ullrich, R. B.*, 1967: Das Temperatur- und Windprofil an der meteorologischen Station beim Forschungsreaktor München. Univ. München – *Met. Inst. Wiss. Mitt.* 13.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 1. szám. 1980. január—február
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 1. Jan—Feb 1980 Budapest

A domborzat hatása a baroklin instabilitásra

CSÁSZÁR MARGIT, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest, Múzeum krt. 6–8. 1088

Orographical effect on baroclinic instability. In this paper the orographical effect of baroclinic instability were examined by the so-called wave equation. The model is based on the two level quasi-geostrophic vorticity equation, and the cyclogenesis is regarded as the increasing of an infinite disturbance which is placed on the instabil zonal stream. In the equations of linearized perturbation the induced vertical speed is expressed by the stream function of pressure and thermal wave. In this way the homogen linear differential equations, taken an elementary solution, through a „K” parameter of the orographical effect get into the final expression of the quadratical wave equation. It can be stated, that the orographical effect in view of instability of cyclon waves is not unambiguous. In the same wave-length region, as well as beside the variable values of statical stability, the vertical motion induced by orographical effect takes places in several sense. Because the „K” parameter in the lee side of mountain is positive and negative in the lee one, we have to calculate with different accessories in connection with mountain obstacle and the connected stream.

✱

A domborzat hatása a baroklin instabilitásra. A dolgozatban a domborzat hatását a baroklin instabilitásra az ún. frekvencia egyenleten keresztül vizsgáljuk. A modell a kétszintű kvázigeosztrofikus örvényességi egyenleten alapul, és a ciklogenezist úgy tekintjük, mint egy végtelen kis zavar növekedése, mely egy instabil zonális áramlásra helyeződik. A linearizált perturbációs egyenletekben az orográfia által indukált vertikális sebességet a nyomás és termikus hullám áramfüggvényén keresztül fejezzük ki, így a kapott homogén lineáris differenciálegyenletek egy elemi megoldását választva a hegyhatás egy K paraméterén keresztül kerülnek be a kvadratikusság frekvenciaegyenlet végső kifejezésébe. Megállapítható, hogy a ciklonhullámok instabilitása szempontjából a hegyhatás nem egyértelmű. Bizonyos hullámhossz tartományokban, valamint a termikus szél és statikai stabilitás változó értékei mellett más-más értelemben játszik közre az orográfia által keltett vertikális mozgás. Mivel a K hegyparaméter a hegység luv-oldalán pozitív, a lee-oldalán negatív előjelű, más-más járulékkal kell számolni a hegyakadály és a vele érintkező áramlás kapcsolatában.

✱

A dinamikus meteorológia egyik alapproblémája a légköri mozgások instabilitása. Horizontális szélnyírás jelenlétében a barotrop, míg vertikális szélnyírás esetén a baroklin instabilitás egyedi esetéről van szó. Az instabilitás vizsgálata azonban meglehetősen bonyolult feladat, mivel a légkörben általában egyidejűleg mindkét instabilitás jelen van.

A probléma megközelítésének legáltalánosabb módszere az, amikor a zonális áramlásra zavart helyeznek és linearizálják az alapvető egyenleteket. Ha az áramlás útjában akadály áll, — és ez lehet bármilyen kis talajegyenletlenség —, deformáció keletkezik az alapáramlásban. Az orografikus perturbáció sajátossága az, hogy függ a domborzat vízszintes és függőleges kiterjedésétől, a légkör statikai stabilitásától és a szélnyírástól.

Queney (1970) a hegyzavarok három típusát különbözteti meg: a szubskalájú, a mezo- és a szinoptikus méretű pertubációkat. Osztályozását a hegyakadály mérete és az eredményezett pertubáció paraméterei alapján végezte. Vizsgálatai rámutattak arra az alapvető tényre, hogy a 100 km-t meghaladó szélességű akadályok esetén a keletkezett pertubáció nem csupán a statikai stabilitás következménye, döntő szerepe van a hegyakadállyal érintkező áramlás karakterének is.

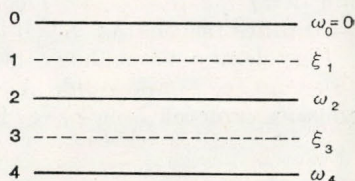
Az örvényekre vonatkozó legtöbb mai elmélet a zonális áramlás dinamikai instabilitásán alapul. Ez azt jelenti, hogy a zonális áramlás az atmoszféra adott horizontális és vertikális nyírás értékénél instabillá válik és a növekvő pertubáció mérete megegyezik azokkal az örvényekkel, amelyeket a légkörben megfigyelnek. Az ilyen baroklin zavarok növekedésének mértéke a fázis-sebesség és hullámhossz függvénye. Bár Simons (1968) megfigyelte, hogy egy ciklonhullám növekedése bizonyos típusú amplitúdónál megáll nemlineáris effektusok következményeként (pl. a sűrűlódás, a felszabaduló latens hő hatásaként), a megfigyelésekből, valamint a laboratóriumi szimulációkból és numerikus modellekből nyilvánvalóvá vált, hogy a mérsékeltövi szinoptikus rendszerek fejlődésének elsődleges oka a baroklin instabilitás.

Numerikus előrejelzési céllal, különböző függőleges felbontással és közelítéssel, baroklin modellekkel történtek már kísérletek. Charney és Eliassen már 1949-ben tanulmányozták a sűrűlódás hatását egy ekvivalens barotrop modellben, amikor a sűrűlódási befolyást a kinetikus energia disszipációjában bekövetkezett változás alapján értékelték. Ugyancsak Platzman 1952-ben energia-megfontoláson alapuló közelítéssel mutatott be egy modellt. A numerikus modellezést meglehetősen komplikálja az a tény, hogy a hegyek által létrehozott, ún. kevert tehetetlenségi gravitációs hullámok és különböző típusú hegyhullámok jelenlétével is kell számolni, és ezek a továbbiakban már nem tekinthetők „káros zajoknak”, megfontolás tárgyává teszik a vízszintes és függőleges felbontás nagyságrendjét, a határfeltételeket és a szűrési eljárásokat is. Energia-megfontolásokon alapuló számítások hívták fel a figyelmet arra a fontos tényre, hogy az így keletkezett pertubációk növekedéséhez energia utánpótlásra van szükség, és ez az utánpótlás az alapáramlás energia készletének rovására történik, ha léteznek olyan folyamatok, amelyek gondoskodnak a mechanikai energia fölfelé való szállításáról. Baroklin légkörben a sűrűlódás, vagy az akadály által indukált függőleges mozgás kapcsolatban van a termikus mezővel és ily módon a kinetikus energia felszabadulásával. Holopainen (1961), valamint Haltiner és Caverly (1965) a sűrűlódás keltette függőleges mozgást értékelték a baroklin instabilitásban, elsősorban a nyomás és termikus hullám amplitúdója és fázis helyzetében történt változáson keresztül. Energia-megfontolásokon alapuló számításokat a probléma komplex természeté miatt inkább csak egyszerű modelleken próbálták ki (Kallberg 1971, Lejenas 1972). Nyilvánvaló ugyanis, hogy egy pertubáció növekedéséhez szükséges, hogy az alapáramlás keltsen potenciális és kinetikus energiát.

A következőkben a domborzat hatását a baroklin instabilitás változásában az ún. frekvencia egyenleten keresztül értékeliük. A vizsgálat első részében arra szeretnénk választ kapni, hogy miként változik a fázis-sebesség a hegyakadály által keltett függőleges mozgások hatására a hegység luv, illetve lee oldalán, majd a kapott értékekből megvizsgáljuk a nyomás és a termikus hullám közötti fázis-helyzetet tetszőleges t idő múlva, és értékeliük az alapáramlás hasznosítható energiájának átalakulását a pertubáció kinetikus energiájába.

A modell leírása

Az eljárás kétszintű kvázigeosztrófikus örvényességi egyenleten alapul és a domborzat befolyását az indukált függélyes sebesség figyelembevételén keresztül értékeljük. A ciklogenezist úgy tekintjük, mint egy végtelen kis zavar növekedése, amely egy instabil zonális áramlásra helyeződik. A függőleges struktúrát illetően a kvázigeosztrófikus baroklin rendszerek leegyszerűsítettnek tekinthetők, mindamellet tartalmazza azokat az alapvető sajátosságokat, amelyek a baroklin instabilitás léteéhez szükségesek.



1. ábra: Kétszintű modell vertikális felosztása

A légkört négy rétegre osztjuk, vastagságuk (Δp); 0–250–750 és p -szintek között (1. ábra). Kiindulunk a kétszintű baroklin modell örvényegyenleteiből a szokásos módon alkalmazott egyszerűsítések és eljárások alkalmazása mellett; a továbbiakban számításba vesszük a felszín egyenletlenségéből származó vertikális sebességet, amely lineáris közelítéssel az átlagszél és termikus szél értékén keresztül kerül be a modell alapegyenleteibe.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \bar{V} \nabla (\zeta + f) + V_T \nabla \zeta_T = \frac{f \omega_4}{2 \Delta p}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} + \bar{V} \nabla \zeta_T + V_T \nabla (\zeta + f) = \frac{f (\omega_2 - \omega_4)}{2 \Delta p}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} + V_T \nabla \bar{\zeta} + \bar{V} \nabla \zeta_T - \sigma \omega_2 = 0, \quad (3)$$

ahol az alábbi feltételeket alkalmaztuk:

$$\text{a } p=0 \text{ helyen } \omega_0 = 0, \text{ a } p=p_4 \text{ helyen } \omega_4 = -g \rho_4 (\bar{V} - 2V_T) \nabla H_t, \quad (4)$$

ahol $H_t = H_t(x, y)$ a felszín magassága, ρ_4 a levegő sűrűsége a $p = p_4$ helyen,

$\sigma = \frac{1}{\Theta} \frac{\partial z}{\partial p} \frac{\partial \Theta}{\partial p} p_0 \bar{p}$ a statikai stabilitás paramétere, amelyre feltesszük, hogy

konstans, és a folyamatok adiabatikusak.

A zavartalan szélmező jellemzői:

– konstans U közepes szél

– U_T termikus szél arányos a közepes relatív topográfiával és csak y mentén változik: $U_T = (g/f) (\partial h / \partial y)$, $h = Z_1 - Z_3$,

– a perturbációra feltesszük, hogy nem függ y -től.

Alkalmazzuk a nyomás és termikus mezőre a ψ és ψ_T áramfüggvényeket:

$$\begin{aligned} \psi &= \frac{g \cdot Z}{f} & \bar{V} &= k \times \nabla \psi & \bar{\xi} &= \nabla^2 \psi \\ \psi_T &= \frac{g \cdot h}{f} & V_T &= k \times \nabla \psi_T & \bar{\xi}_T &= \nabla^2 \psi_T \end{aligned} \quad (5)$$

A (3), (4) és (5) alkalmazása (1) és (2)-be adja a perturbációs egyenleteket:

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + U \frac{\partial^3 \psi}{\partial x^3} + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} - K \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \frac{2 \partial \psi_T}{\partial x} \right) + U_T \frac{\partial^3 \psi_T}{\partial x^3} = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + U \frac{\partial^3 \psi_T}{\partial x^3} - \lambda \frac{\partial \psi_T}{\partial x} + \lambda U \frac{\partial \psi_T}{\partial x} + \lambda U_T \frac{\partial \psi}{\partial x} + U_T \frac{\partial^3 \psi}{\partial x^3} + \beta \frac{\partial \psi_T}{\partial x} - K \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \frac{2 \partial \psi_T}{\partial x} \right) = 0 \quad (7)$$

ahol $\lambda = \overline{f^2} / (2 \Delta p \sigma g)$, $K = (\overline{f g \rho_4} \nabla H_t) / 2 \Delta p$ hegyparaméter: $K > 0$ luv oldal, $K = 0$ nincs hegyhatás, $K < 0$ lee oldal, $\beta = \partial f / \partial y$ Rossby paraméter.

Figyelembe véve, hogy $\nabla H_t \approx 10^{-3} - 10^{-4}$, K nagyságrendjére $K \approx 10^{-9} - 10^{-10}$ m sec⁻¹-at kapunk. A (6) és (7)-es egyenletek homogén lineáris differenciálegyenletek ψ és ψ_T -re. Elemi megoldást akkor kapunk, ha

$$\psi = \psi_0 e^{i \mu (x - ct)} \quad (8)$$

és

$$\psi_T = \psi_{T0} e^{i \mu (x - ct)}, \quad (9)$$

ahol $\mu = 2\pi/L$, L hullámhossz, c fázissebesség, amely lehet komplex szám is, ez váltakozva növeli vagy csökkenti a ψ és ψ_T amplitudókat. (8) és (9) alkalmazásával (6) és (7) lesz:

$$[c - U + (\beta/\mu^2) + K] \psi_0 - [2K + U_T] \psi_{T0} = 0 \quad (10)$$

$$-[U_T(1 - \lambda/\mu^2) + K] \psi_0 + [c - U] (1 + \lambda/\mu^2) + (\beta/\mu^2 + 2K) \psi_{T0} = 0 \quad (11)$$

Nullától különböző megoldást akkor kapunk, ha ψ_0 és ψ_{T0} együtthatóiból alkotott determináns eltűnik. Alkalmazzuk (10) és (11)-ben az $(U - \beta/\mu^2) = C_R$ kifejezést, ahol C_R a Rossby hullám sebessége, kapjuk:

$$\begin{vmatrix} [c - C_R + K] & -[U_T + 2K] \\ -[U_T(1 - \lambda/\mu^2) + K] & [(c - C_R)(1 + \lambda/\mu^2) + 2K - \beta\lambda/\mu^4] \end{vmatrix} = 0 \quad (12)$$

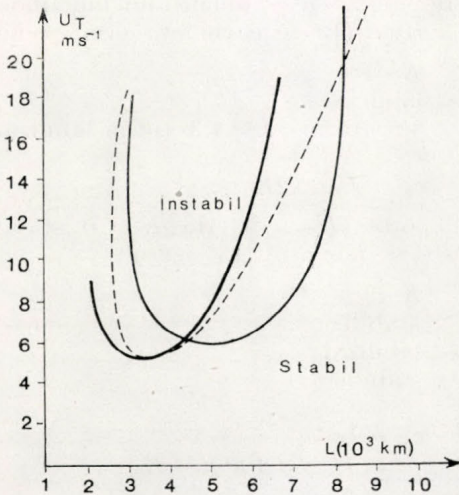
(12)-ből kapjuk a frekvencia egyenletet:

$$c - C_R = \frac{-K(3 + \frac{\lambda}{\mu^2}) + \frac{\beta\lambda}{\mu^4} \pm \sqrt{K^2(3 + \frac{\lambda}{\mu^2})^2 + \frac{\beta^2\lambda^2}{\mu^8} + 4U_T^2(1 - \frac{\lambda^2}{\mu^4}) + \frac{2K\beta\lambda}{\mu^4}(\frac{\lambda}{\mu^4} - 1) + 4KU_T(3 + \frac{\lambda}{\mu^2} - 2\frac{\lambda^2}{\mu^4})}}{2(1 + \frac{\lambda}{\mu^2})} \quad (13)$$

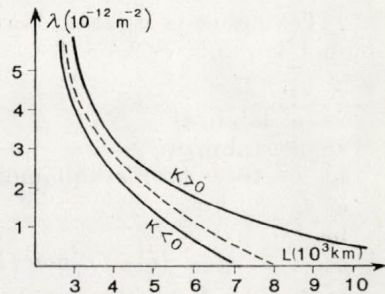
A (13)-as frekvencia egyenletből közvetlenül kiolvasható, hogy $K = 0$ esetben egyenletünk a

$$c - C_R = \frac{\frac{\beta\lambda}{\mu^4} \pm \sqrt{\frac{\beta^2\lambda^2}{\mu^8} + 4U_T^2(1 - \frac{\lambda^2}{\mu^4})}}{2(1 + \frac{\lambda}{\mu^2})} \quad (14)$$

formára egyszerűsödik, amely a kétszintű baroklín modellek frekvencia egyenlete néven ismeretes. Statikailag stabil atmoszférában $\gamma < \gamma_d$, így λ pozitív, továbbá β és μ is pozitív. (14)-ből értékelhetők azok az alapvető sajátosságok, melyek a kétszintű baroklín hullámokra vonatkoznak hegyakadály figyelembe vétele nélkül, (13)-ból pedig értékelni fogjuk a $K \leq 0$ eseteket azon speciális feltételek mellett, melyeket (14)-re alkalmazunk.



2. ábra: Kétszintű modell dinamikai instabilitása a termikus szél és a hullámhossz függvényében



3. ábra: A neutrális vonal helyzete a statikai stabilitás különböző értékei mellett $\lambda > \mu^2$ esetén

Eredmények

Instabil hullámok nyilvánvalóan akkor fordulnak elő, amikor a gyök alatti mennyiség negatív. Ebben az esetben ugyanis a fázis sebességnek valós és képzetes része van, $c = c_r + ic_i$ és az áramfüggvény felírható

$$\begin{aligned} \psi &= \psi_0 e^{i\mu[x - (c_r + ic_i)t]} = \psi_0 e^{i\mu(x - c_r t)} \cdot e^{\mu c_i t}, \\ \psi_T &= \psi_{T0} e^{i\mu[x - (c_r + ic_i)t]} = \psi_{T0} e^{i\mu(x - c_r t)} \cdot e^{\mu c_i t} \end{aligned}$$

ahol $\psi_0 e^{\mu c_i t}$ és $\psi_{T0} e^{\mu c_i t}$ amplitudók.

Az áramfüggvény hulláma növekedni fog $c_i > 0$ és csökkenni $c_i < 0$ esetben, U_T , λ , μ és K adott paraméter készletére az $e^{\mu c_i t}$ növekedési rátája bizonyos partikuláris hullámhossznál jelent maximális értéket. A leginstabilabb hullámok a 3000 – 6000 km között fordulnak elő. Meghatározható a neutrális görbe (14) alapján U_T , β és μ adott paraméter készletére, majd ugyanezen adatokkal a (13)-as kifejezésből a $K \leq 0$ mellett egy módosított neutrális görbét kapunk, mely jelzi, hogy a hegy luv oldalán, illetve lee oldalán mely tartományokban hat kedvezően, vagy kedvezőtlenül a hegyhatás az instabilitásra (2. ábra).

Megállapítható, hogy konstans λ mellett ($\lambda = 2,5 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$), a $K > 0$ a 4500 km-nél rövidebb és 8500 km-nél hosszabb hullámokat stabilizálja, ugyanakkor a $K < 0$ (a lee oldal) ellenkezőleg hat, így az instabilitás eltolódik a rövi-

debb hullámok tartományába, a ciklonhullámokat gyengíti, és ismét labilizálja a hosszabb hullámokat.

A továbbiakban a (13) és (14)-es frekvencia egyenletet néhány speciális helyzetben analizáljuk a termikus szél, a statikai stabilitás, a Rossby paraméter, a hullámhossz és a hegyhatás feltételei mellett; a gyök alatti mennyiséget függvényében elkülönítjük a stabil és instabil helyzeteket.

1. Legyen $\beta=0$. Ez az eset egy laboratóriumi helyzetnek felel meg, amikor a folyadék alulról és felülről egy rotációs horizontális sík által határolt. Ha $K=0$ és $\lambda > \mu^2$, stabil hullámok jönnek létre, míg $\lambda < \mu^2$ esetén instabil hullámok keletkeznek. Ha $\lambda = \mu^2$, a fázissebesség $c_{1,2} = U$. A (13)-as egyenlet szerint pedig

$K > 0$	$K < 0$
ha $\lambda < \mu^2$ stabilizál	labilizál
ha $\lambda > \mu^2$ és $L > 4,3 \cdot 10^6$ m labilizál	$3,5 \cdot 10^6$ m $< L < 4,3 \cdot 10^6$ m labilizál
ha $\lambda = \mu^2$ $c_1 = U$	$c_1 = U$
$c_2 = U - 2K$	$c_2 = U + 2K$

2. Tekintsük a tisztán barotrop állapotot; $U_T = 0$. Ha $K = 0$ stabil hullámot kapunk, és ha $\lambda \rightarrow \infty$; $c_1 = U$ és $c_2 = U - \beta/\mu^2$ (13) szerint

$K > 0$	$K < 0$
$\lambda < \mu^2$ labilizál	stabilizál
$\lambda > \mu^2$ stabilizál	labilizál
ha $\lambda < 10^{-12}$ labilis hullámok és $L < 30$ km	stabilis
ha $\lambda \rightarrow \infty$ $c_1 = U$	$c_2 = U$
$c_2 = U - (\beta/\mu^2) - K$	$c_1 = U - (\beta/\mu^2) + K$

3. Vizsgáljuk meg U_T , λ , és K valós értékei mellett a $\mu \rightarrow \infty$ esetet. Ha $K = 0$, $c_1 = U + U_T$ és $c_2 = U - U_T$, (13) szerint pedig

$$c - C_R = \frac{-3K \pm \sqrt{9K^2 + 4U_T^2 + 12KU_T}}{2} \quad (15)$$

ha	
$K > 0$	$K < 0$
stabil hullámok	labilizál

4. A (14) egyenlet alapján meggyőződhetünk arról, hogy $\lambda > \mu^2$ esetén U_T bármely értéke mellett stabil hullámot kapunk, míg $\lambda > \mu^2$ -nél instabil hullámok csak abban az esetben fordulnak elő, ha

$$U_T > \frac{\beta\lambda}{2\mu^2\sqrt{\lambda^2 - \mu^4}}$$

Ha U_T -re ugyanezt a feltételt alkalmazzuk a (13)-as egyenletben a gyök alatti mennyiséget tekintve $K > 0$ esetén az instabilitás késik, míg $K < 0$ esetén kisebb termikus szél esetén lépi át a neutrális vonalat (3. ábra).

5. U_T minimális értéke, amelyre még instabil hullámok előfordulnak, megadható, ha (14)-ben a gyök alatti mennyiséget U_T -re rendezzük és μ szerinti differenciáljuk:

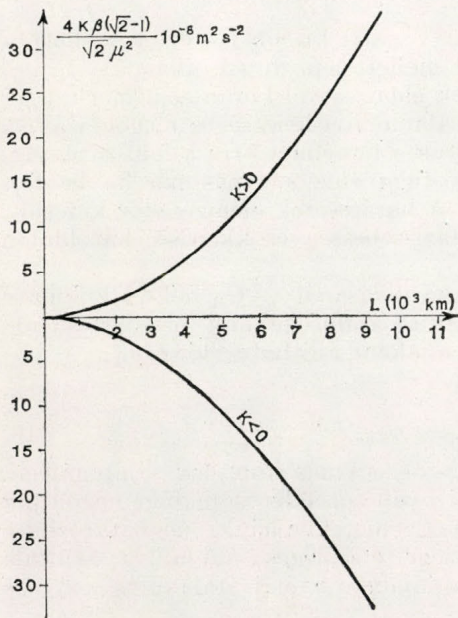
$$U_T = \frac{\beta\lambda}{2\mu^2\sqrt{\lambda^2 - \mu^4}} \quad (16)$$

$dU_T/d\mu = 0$, ha $\lambda = \sqrt{2} \mu^2$. Ez a hullámszám egyébként megfelel a maximális instabilitás hullámhosszának. A statikai stabilitás normál feltételei mellett a

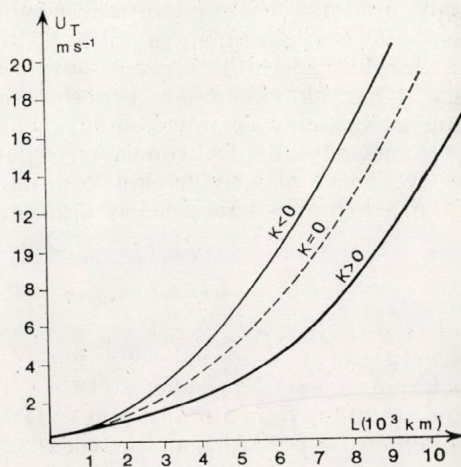
maximális instabilitás hullámhossza 4000 km körül van és ez megfelel a mér-
sékeltövi színoptikus rendszerek közepes hullámhosszának. Ha $\lambda = \sqrt{2} \mu^2$ érté-
ket alkalmazzuk, $K = 0$ esetben instabil hullámot kapunk, ha

$$U_{Tk} > (\sqrt{2}/2)(\beta/\mu^2).$$

Ha az U_{Tk} -ra kapott értéket alkalmazzuk a K -val szorzott tagok
 $K > 0$ esetén stabilizálják a létrejött hullámokat, míg a $K < 0$ -nál az instabilitás
növekszik. A 4. ábrán látható, hogy a $K > 0$ esetén a stabilizáló hatás a hul-
lámhossz növekedésével erősödik, míg $K < 0$ esete ugyanilyen mértékben az
instabilitást növeli.



4. ábra: A dinamikai instabilitás változása
 $\lambda = \sqrt{2} \mu^2$ és a kritikus termikus
szél mellett



5. ábra: A dinamikai instabilitás változása
 $\lambda \rightarrow \infty$ esetén a termikus szél, a
hullámhossz és a hegyparaméter
függvényében

6. Végül vizsgáljuk meg U_T , β és K valós értékei mellett a $\gamma > \gamma_d$ esetet,
azaz, amikor $\lambda \rightarrow \infty$. Emeljük ki a (13)-as formulából λ -t, kapjuk, hogy

$$c - C_R = \frac{-K \left(\frac{3}{\lambda} + \frac{1}{\mu^2} \right) \pm \sqrt{K^2 \left(\frac{9}{\lambda^2} + \frac{6}{\lambda} + 1 \right) + 2K \frac{\beta}{\mu^6} - 2K \frac{\beta}{\lambda} + \frac{\beta^2}{\mu^8} + 4U_T^2 \left(\frac{1}{\lambda^2} - \frac{1}{\mu^4} \right)}}{2 \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\mu^2} \right)} + \frac{+ 4KU_T \left(\frac{3}{\lambda^2} + \frac{1}{\lambda \mu^2} - \frac{2}{\mu^4} \right)}{2 \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\mu^2} \right)}$$

ha $\lambda \rightarrow \infty \pm$, és μ_2 -el egyszerűsítünk, akkor

$$c - C_R = \frac{-K + \frac{\beta}{\mu^2} \pm \sqrt{K^2 + \frac{2K\beta}{\mu^2} - 4U_T^2 - 8KU_T + \frac{\beta^2}{\mu^4}}}{2} \quad (17)$$

Ha $K = 0$, a neutrális vonalat az $U_T = \beta/2\mu^2$ esetben kapjuk, így a hullámhossz növekedésével egyre nagyobb termikus szél szükséges az instabilitás létrejöttéhez. Ha az $U_T = \beta/2\mu^2$ értéket alkalmazzuk, (17) szerint

$$\begin{array}{ll} K > 0 & K < 0 \\ \text{labilizál,} & \text{stabilizál.} \end{array}$$

Más szóval a hegy luv oldalán a neutrális vonalat kisebb U_T érték mellett, a lee oldalon pedig nagyobb termikus szél mellett lépi át (5. ábra).

A fentebb tárgyalt speciális helyzetek elemzésével korántsem merítettük ki a (13) és (14)-es frekvencia egyenlet valamennyi lehetséges megoldását. A kapott eredmények azonban máris felhívták a figyelmet arra a fontos tényre, hogy a K hegyparaméter a többi változó függvényében más-más hatást fejt ki a baroklin instabilitás szempontjából. A határesetek elemzésekor kiderült, hogy a hegyek előoldalán általában a fázissebesség csökkenése, hátoldalán pedig a fázissebesség növekedése várható.

A másodrendű frekvencia egyenlet megoldásánál $c - C_R$ -ből c -t kifejezve pozitív, illetve negatív értéket kapunk, így az áramfüggvény tetszőleges t idő múlva a két megoldás lineáris kombinációjaként állítható elő:

$$\psi(x, t) = \psi_{0+} e^{i\mu(x-c_+t)} + \psi_{0-} e^{i\mu(x-c_-t)} \quad (18)$$

$$\psi_T(x, t) = \psi_{T0+} e^{i\mu(x-c_+t)} + \psi_{T0-} e^{i\mu(x-c_-t)}, \quad (19)$$

ahol $c_+ = c_r + ic_i$ és $c_- = c_r - ic_i$, azaz c_+ és c_- egymás komplex konjugáltjai. Ha a (13) és (14)-es egyenletet a fentebb tárgyalt speciális esetekben megoldjuk és a kapott c_+ és c_- értékeket a (18) és (19) egyenletekbe írjuk, meghatározható a két áramfüggvény amplitudója és fázisszöge tetszőleges t idő múlva, és általa értékelhető a perturbáció kinetikus energiájába történő átalakulás kedvező momentuma is.

IRODALOM

- Charney, J. G. - A. Eliassen (1949): A Numerical Method for Predicting the Perturbations on the Middle Latitude Westerlies. *Tellus* 1. 38-54.
- Haltiner G. J. - D. E. Caverly (1965): The Effect of Friction on the Growth and Structure of Barocline Waves. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 91.
- Holopainen E. O. (1961): On the Effect of Friction in Barocline Waves. *Tellus* 13. 363-367.
- Kallberg, P. (1971): Baroclinic instability of a linearized three level quasi-geostrophic model atmosphere. *Institut of Meteorology University of Stockholm*. DM. 4.
- Lejenäs H. (1972): Energetics of a developing wave in the westerlies. *Institut of Meteorology University of Stokholm*. DM. 6.
- Platzman, G. W. (1952): The increase or decrease of mean flow energy in large-scale flow in the atmosphere. *J. Meteor.* 9. 347-358.
- Queney P. (1970): Transfer and dissipation of energy by mountain waves. *Dynamic Meteorology*. Ed. P. Morel. Lecture delivered at the summer School at Lannion. 7. August 12 Sept. 1970.
- Simons, T. S. (1968): A Three-dimensional Spectral Prediction Equation. *Atmos. Sci. Paper* n.o. 127. Dept. of Atmos. Sci. Colorado State University.

CSERNYAJEVA, L. E. – CSERNYAJEV, A. M. – MOGILENSZKIH, A. K.: *Himieszkij szosztav atmoszfernuh oszadkov (Ural i Priuralje) – A légköri csapadék kémiai összetétele (Ural és környéke)*. Hidrometeoizdat, Leningrad, 1978. 110 oldal + 70 oldal függelék (22×14,6 (m)), 19 ábra, 26 táblázat, 127 irodalmi hivatkozás. Ára: 1,90 Rbl.

Korunkban az ember és a természet kölcsönhatása egyre erősödik és az emberi tevékenység sokféle, sokszor káros és visszafordíthatatlan változásokat okoz a természetben. Az utóbbi évtizedekben sok fontos kémiai elem körforgalmába mesterséges anyagok – növényvédő és rovarirtó szerek, mérgező anyagok – kapcsolódtak be. Gyorsan nő a természetes vizek szennyezettsége is.

Könnyen belátható, hogy a természetes vizek egyedülálló és pótolhatatlan szerepet töltenek be életünkben. Ezt a vízkincset veszélyezteti a közvetlen ipari szennyezés, de – mivel az elmúlt évtizedekben a gazdasági tevékenység hatására a légkör összetételében is jelentős változások mentek végbe és a globális vízkörforgalom a légkörön keresztül valósul meg – nem hanyagolható el a csapadékvízzel érkező anyagok szennyező hatása sem. A csapadékvíz kémiai összetételének vizsgálata a felszíni és talajvizek szennyeződésének megítélésén kívül a különböző kémiai elemek körforgalmának meghatározásában és a légszennyeződés becsülésében is segítséget nyújt.

A vízkincsek megőrzésével és komplex hasznosításával foglalkozó urali tudományos kutatóintézet irányítása alatt az Urali Hidrometeorológiai Szolgálat 1970 óta végez rendszeres csapadékkémiai méréseket. A vizsgálat hatalmas adatmennyiség összegyűjtését tette lehetővé, amelynek elemzését a szerzők ebben a könyvben tették közzé. A könyv függelékében a 42 állomás teljes 6 évi mérési adatsorát is megtaláljuk.

Az állomásokat az Ural vidékén a Baskir ASzSzK területén, valamint a permii, szverdlovszki, cseljabinszki és a kurganszki körzetekben helyezték el úgy, hogy a vidék valamennyi önálló geomorfológiai sajátosságú területéről információkat gyűjthessenek. Ezenkívül néhány állomást a nagy ipari centrumok körzetben is felállítottak, hogy kimutassák az antropogén szennyező anyagoknak a kondenzációs magvak képződésére gyakorolt hatását.

A mérések során meghatározták a csapadék pH-ját, HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , valamint össziontartalmát. Ezek az adatok a csapadékmennyiséggel együtt a függelékben megtalálhatók. A szerzők elvégezték a mérési adatok alapvető statisztikai vizsgálatát is: mind a téli, mind a nyári félévre, valamint az egész évre vonatkozóan kiszámították az egyes paraméterek átlagértékét, szélsőértékeit, szórását és a csapadékvíz pH-jának és össziontartalmának gyakoriság-eloszlását is.

Az eredmények elemzése előtt a szerzők részletesen ismertetik a vizsgált terület természeti-klimatológiai viszonyait és utalnak a legfontosabb ionok lehetséges eredetére is. A kapott adatok alapján megvizsgálják az egyes összetevők koncentrációinak és a csapadékvízzel a talajra érkező nyomanyagmennyiségnek a területi eloszlását. Az ipari centrumok közelében működő állomások adatainak felhasználásával tanulmányozzák, hogy a közvetlen szennyezés mely ionok mennyiségét befolyásolja elsősorban. Sajnos, a legtöbb esetben a szerzők megelégedtek a pusztán ténymegállapítással, de reméljük, hamarosan a mérési eredmények részletesebb elemzésével is találkozhatunk.

Mivel a könyvet elsősorban hidrokémiával, hidrológiával és agrokémiával foglalkozó szakembereknek szánták, külön fejezet foglalkozik a csapadékvíz kémiai összetételének hidrokémiai jelentőségével. Ezt a fejezetet számos táblázat egészíti ki, amelyekben megtalálhatjuk a folyóvizek és tavak átlagos kémiai összetételének adatait, a csapadékvízzel a folyókba kerülő anyagmennyiség légköri eredetű részének arányát és egyéb fontos jellemzőket.

A könyvet tekintélyes irodalomjegyzék zárja.

Mivel a könyv számos levegőkémiai szempontból is értékes adatot tartalmaz, azért a könyv a levegőkémiával, légszennyeződéssel foglalkozó kutatók figyelmére is számot tarthat.

Haszpra László

PRUPPACHER, H. R. és KLETT, J. D.: *Microphysics of clouds and precipitation (Felhők és a csapadék mikrofizikája)*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, London, 1978. 714 15,5 × 24,0 cm oldal.

A meteorológia fejlődését tekintve a második világháború utáni évtizedek igen jelentősek. A tudományos és technikai haladás olyan új területek kialakulását tette lehetővé, amelyek új irányú szabtak a légkörre vonatkozó gondolkodásmódunknak. Így a felhőfizikai kutatások eredményei szinte bizonyossá tették a szakemberekben, hogy a légköri folyamatokat, nevezetesen a felhő- és csapadékképződést az ember rövidesen tetszése szerint irányíthatja. Ez az optimista felfogás azokon a *mikrofizikai* kutatásokon nyugodott, amelyeket a legtöbb esetben laboratóriumi kísérletek segítségével végeztek, szemben a meteorológiában oly elterjedt megfigyelésekkel. Éppen a *csak* mikrofizikai megfontolásokon alapuló légköri felhőmódosítási kísérletek viszonylagos eredménytelensége billentette helyre a mérleg nyelvét: ismét rájöttek arra a régi tapasztalásra, amely szerint az eső és a hó létrejöttében a nagyobb léptékű (mezo- és makro-) folyamatok is alapvető szerepet játszanak. Ennek megfelelően kb. a hatvanas évek közepétől a kutatás célja egyre inkább a különböző léptékű jelenségek kölcsönhatásának tanulmányozása lett.

Ezek után joggal felmerül a kérdés, hogy indokolt-e 1978-ban egy, csupán mikrofizikai kutatásokkal foglalkozó felhőfizikai kézikönyv publikálása. Véleményünk szerint indokolt. Egyszerűen azért, mert szükség volt arra, hogy az említett „mikrofizikai korszak” eredményeit kielégítő részletességű munka foglalja össze. Ezt a célkitűzést ugyanis az 1971-ben megjelent *J. B. Mason-féle* „The physics of clouds” c. könyv (második kiadás, Clarendon Press, Oxford) nem tudta maradéktalanul megvalósítani. Jelen mű nagyobb léptékű folyamatokkal való kibővítését már csak a kötet terjedelme sem tette volna lehetővé.

Pruppacher és *Klett* könyve tizenhét fejezetre oszlik. Ezek a következők: 1.: Történelmi áttekintés, 2.: A légköri felhők és csapadékok mikrostruktúrája; 3.: A víz szerkezete; 4.: A vízgőz, víz, oldatok és jég közötti egyensúly nagyobb tömeg esetén; 5.: A víz felületi tulajdonságai; 6.: A felhőcseppek és jégreszcskék egyensúlyi tulajdonságai; 7.: Homogén nukleáció; 8.: A légköri aeroszol; 9.: Heterogén nukleáció; 10.: Felhő- és csapadék-reszcskék hidrodinamikája; 11.: A nedves levegő hűlése; 12.: A légköri aeroszol mechanikája; 13.: Víz-cseppek és jégkristályok diffúziós növekedése és párolgása; 14.: A felhőreszcskék kölcsönhatásai – ütközés, összeolvadás és széthullás; 15.: A felhőcseppek növekedése ütközéssel és összetapadással; 16.: A jégreszcskék és cseppek kölcsönhatásának mikrofizikája; 17.: A légkör elektromos állapota és hatása a felhők mikrofizikájára. Végül a könyvet mellékletek, igen részletes irodalmi összeállítás, a fizikai állandók táblázata, valamint szójegyzék zárja.

Azon természetesen vitatkozni lehet, hogy a szerzők miért éppen így építették föl a fejezeteket. Az azonban kétségtelen, hogy a könyvből a címben megjelölt téma minden lényeges területéről, illetve eredményéről részletes információkat szerezhetünk. Forgatását ezért mindazon kutatóknak, illetve oktatóknak ajánljuk, akik a felső-mikrofizika bármely részéről gyorsan és pontosan tájékozódni akarnak.

A magyar olvasóban az a kérdés is felvetődhet, hogy elsősorban a hatvanas években szerény keretek között folyt magyar mikrofizikai vizsgálatok eredményei vajon beépültek-e a felhőfizika nemzetközi épületébe (ez különösen áll e sorok írójára, aki ezeknek a vizsgálatoknak résztvevője volt). A válasz szerencsére megnyugtató: igen. *Pruppacher* és *Klett* könyvében ugyan „csak” öt magyar tanulmányra hivatkozik. Ezek a cikkek azonban lényegében minden jelentősebb hazai eredményt tartalmaznak, amelyeket az aeroszol részcskék, jégmagvak, illetve cseppmérések területén elértünk.

Mészáros Ernő

IN MEMORIAM...

Folyóiratunk szerkesztő bizottsága külföldi tagjai sorában az elsők között köszönthettük *F. F. Davitaja* professzort, a „Meteorológiai gidrológija” akkori főszerkesztőjét, majd *F. Baur* Majna – Frankfurt-i professzort, nemkülönben *W. Okolowicz* professzort, a lengyel hidrometeorológiai szolgálat akkori igazgatóját. Személyük, szakmai tekintélyük keltette a jogos reményt, hogy rajtuk keresztül országaink legjobb meteorológusainak tanulmányaival ismertethetjük meg olvasóinkat s tehetjük színesebbé a magyar meteorológiai szakirodalmat folyóiratunk lapjain. Az 1956 óta eltelt évek bizonyossága szerint várakozásunk nem volt alaptalan: Működésük nyomán jónéhány külföldi szerzőnek számos értékes tanulmányát közölhetjük lapunkban.

Amennyire öröndetes és eredményes volt szerkesztőbizottságunk e nemzetközi téren is köztiszteletben álló, tekintélyes tagjaival az együttműködés, annyira fájdalmas tőlük a búcsúzás, hiszen mindhárman egyaránt kiváló és eredményes munkásai voltak egy-egy speciális szakterületnek.

(Kakas J.)

F. F. DAVITAJA, 1911—1979

1979. június 29-én, életének 68. évében meghalt *Feofan Farnyjejevic Davitaja* akadémikus a Grúz SzSzk Földrajzi Intézetének igazgatója, a Grúz Földrajzi Társaság elnöke. Egyike volt a világ legkiemelkedőbb agrometeorológusainak. Több mint négy évtizedes munkássága alatt nagy jelentőségű elméleti-módszertani megoldásaival és azok gyakorlati célokra való alkalmazásával hervadhatatlan érdemeket szerzett, mind az agrometeorológia elméletének továbbfejlesztésében, mind pedig e tudomány népgazdasági alkalmazásában.

Egyetemi tanulmányainak elvégzése után, a 30-as évek elején aspiránsként kapcsolódott be az agrometeorológiai kutatásokba. Kandidátusi disszertációját 1936-ban védte meg. Ez a munkája bővített formában 1938-ban könyvalakban is megjelent: „A szőlő éghajlati zónái a Szovjetunióban” címmel. E monográfia olyan módszertani elveket alkalmaz elsőként, amelyek ma is az agrometeorológia

elméletének alapját képezik. Közülük elegendő a hatótényezők nem-egyenértékűségének elvét említeni, amelyet minden agrometeorológiai modell tartalmaz. Minden új elméleti gondolat ugyanakkor teljesen harmonikusan beépült a szőlő agrometeorológiai viszonyának tanulmányozásába. Így szerves egységet képez az új módszertani eredmény és annak gyakorlati alkalmazása. *Davitaja* tudományos munkásságát mindvégig ez jellemezte: az elmélet és a gyakorlat egysége.

Maradandót alkotott a termőterületek agroklimatológiai jellemzése és körzetesítése területén is. Akadémiai doktori disszertációját is ebből a témakörből készítette. Az akadémiai doktori címet 1950-ben szerezte meg. Az ötvenes évek elején őt bízták meg a szűzföldek agroklimatológiai felmérésére irányuló munkák vezetésével. E munka kötetbe foglalva ugyan csak az ő szerkesztésében jelent meg.

Ő volt a főszerkesztője a Szovjetunió éghajlati atlaszának, majd a Kuba éghajlati viszonyait tárgyaló munkának is.

A Grúz Tudományos Akadémia 1960-ban választotta tagjává. Ebben az évben lett a Grúz Földrajzi Intézet igazgatója is.

A 60-as évek elejétől a hosszú távú agrometeorológiai előrejelzési módszerek kidolgozása felé fordult a figyelme. Munkássága e területen



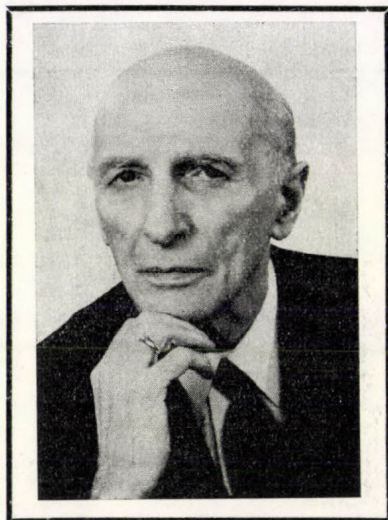
is egyedülálló. Először a vegetációs periódus hőviszonyainak, majd a vegetációs periódus nedvességi viszonyainak, valamint ezekhez kapcsolódóan a terméshozamoknak az előrejelzésére dolgozott ki jó verifikációs eredményeket adó módszereket. Az Időjárás szerkesztő bizottságában egyike volt a legelső külföldieknek s 1956-tól haláláig működött közre hazai tudományos folyóiratunk szerkesztésében. A hosszú távú agrometeorológiai előrejelzési módszerekre vonatkozó kutatási eredményeit is az elsők között lapunkban publikálta. Az éghajlat és az időjárás népgazdasági célú figyelembe vételére vonatkozó gondolatai, a Föld légkörének keletkezését és fejlődését tárgyaló munkája ugyancsak az Időjárásban jelent meg.

Számos kiténtetés tulajdonosa volt. Közülük a legjelentősebbek a Szovjetunió és a Grúz SzSzk állami díja, a Kubai Akadémia aranyérme, valamint a Szovjetunió Földrajzi Társaságának aranyérme. Több mint 300 dolgozata jelent meg. Munkásságát mindentűt a világon elismerik. Elméleti és gyakorlati eredményei szervesen beépültek az agrometeorológia tudományának maradandó alapjaiba. Neve sokáig fog fényleni azoknak, akik e tudományval megismerkednek. Emlékét pedig azok, akik ismertük, akik tanultunk tőle, szeretettel és tisztelettel őrizzük.

Varga H. Z.

F. BAUR, 1887—1977

Az *Időjárás* 1977. szeptember – októberi számában emlékeztünk meg *Baur* professzor születésének kilencvenedik évfordulójáról. S a magas életkort megért, hosszú tudományos



pályát bejárt, világhírű meteorológus még ugyanazon év november 20-án, Bad Homburg-i otthonában, szívvroham következtében elhunyt. Munka közben, az 1977/78-as téli előrejelzésen dolgozva, íróasztalánál érte a halál. 1977. november 24-én helyezték örök nyugalomra Bad Homburg temetőjében. Halálának híre sajnálatosan nagy késéssel jutott el hozzánk.

Életművét és a magyar meteorológus-körökkel 5 évtizedes, szoros kapcsolatát az elmúlt évek során ismételten méltatta folyóiratunk. Hiszen szerkesztő bizottságunknak 1956 óta aktív tagja volt, a Magyar Meteorológiai Társaság pedig már 1936-ban levelező tagjává választotta. S noha az ismétlés ezúttal sem lehet célunk, mégis, illőnek tartjuk életútjának nagy vonásokban vázolását.

Franz Baur 1887. február 14-én született Münchenben. Alsóbb iskoláinak végeztével katonai pályára lépett, ezt azonban odahagyva, a freiburgi egyetemen már 1921-ben a természettudományok doktorává avatták. Tudományos pályája kezdetén, — mint a Freiburg közelében fekvő, St. Blasien-i orvosmeteorológiai obszervatórium munkatársa —, érdeklődésével mindjárt a nagytérségű időjárás folyamatok felé fordult: vizsgálatuk közben pedig mind behatóbban az időjárás hosszú idejű előrejelzésének lehetősége foglalkoztatta. Már a 20-as években egymást követő publikációi bizonyítják, hogy a meteorológiai adatsorokban rejlő szakaszosságok, valamint a nagytérségű időjárás anomáliák kapcsolatainak, nemkülönben a napfizikai folyamatok légkörre gyakorolt hatásmechanizmusának elemzésével látta elérhetőnek a hosszú időre szóló előrejelzések tudományos-módszertani megalapozását. S e téren valóban úttörő munkájának eredményeként, Európában elsőként, készültek rendszeresen 10-naponkénti előrejelzések a később külön e célra Frankfurt a M.-ban *Baur* irányítása alatt szervezett távprognosztikai intézetben.

A világszerte nagy érdeklődéssel, ám időnként nem csekély ellentmondással is kísért munkásságának egyik legfontosabb eredménye az ún. makroszinoptikus helyzetek (*Grosswetterlage*) fogalmának a megalkotása. E fogalom tartalmi létét egzakt valószínűség-számítással sikerült bizonyítani, s típusálásuk alapelveit meghatározni. Az általa mutatott új utak eredményességét jelzi, hogy elgondolásaival mind hazájában, mind nemzetközi téren kutatások egész sorát indította el. S noha 1945-ben a háborús összeomlás mind egyetemi oktatói, mind pedig — megszűnővén intézete —, távprognosztikai tevékenységében jó pár éves szünetet, alig kiheverhető törést okozott, lankadatlan energiája egyre-másra megalapította a lehetőséget maradandó alkotások létrehozatalára. Könyvek, tanulmányok sora mellett Bad-Homburg-i otthoná-

ban 1961 és 1976 közt fáradszaktól 10 tudományos ülészakot is szervezett, amelyeken a távprognosztika legjelentősebb bel- és külföldi, sőt tengerentúli képviselői rendszeres résztvevők voltak. Tudományos pályájának félévszázados jubileumán, amikor már számos tudományos elismerést és kitüntetést mondhatott magáénak, méltán nevezték ünneplői az „európai távprognosztika atyjá”-nak.

A Magyar Meteorológiai Szolgálat fennállásának századik évében, az *Időjárás* jubileumi évfolyamába (1970/3–4. szám) írott „Bericht über einen neuen Versuch mit regelmässigen Monatsvorhersagen” című, nálunk megjelent utolsó, nagyobb tanulmánya is nemcsak visszatekintés távprognosztikai munkájának öt-évtizedes fejlődésére és eredményeire, hanem az e tudományterülettel foglalkozóknak olyan módszertani útmutatás, amelyre a további kutatások biztos alapként építhetnek.

F. Baur működése korszakot jelent a távprognosztikában, távozása az élők sorából, a szó legteljesebb értelmében, pótolhatatlan űrt hagy maga után.

Kakas J.

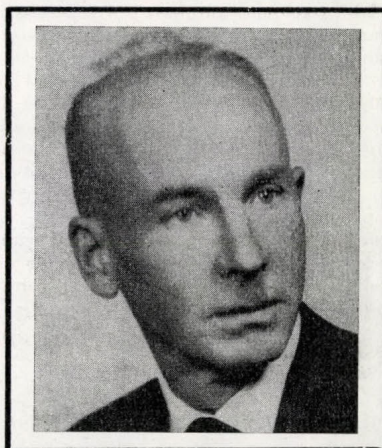
W. OKOLOWICZ, 1906—1979

Már nyomdában volt folyóiratunk legutóbbi száma, amikor kaptuk a szomorú hírt szerkesztő bizottságunk tagjának, *Wincenty Okolowicz* professzornak a haláláról.

A bensőséges barátság, amely Lengyelország első világháború utáni újjászületése óta a lengyel s a magyar meteorológiai kapcsolatokat jellemzi, hozta magával azt, hogy folyóiratunk szerkesztő bizottságának külföldi meteorológusokkal bővítésekor, elsők között a lengyel hidrometeorológiai intézet igazgatóját kértük közreműködésre és hogy fölkérésünket a jóbarát készségével, szívesen fogadta.

W. Okolowicz 1906. július 26-án született az északkelet-lengyelországi Bokowo-ban. Varsóban elvégezve a középiskolát, 1925-ben a lengyel kereskedelmi hajózáshoz került, s több éven át lengyel, valamint belga felségjelű hajókon járta az óceánokat s a tengereket. Így kapott kedvet, hogy később felsőbb tanulmányainak tárgyául a földrajzot válassza. Egyetemi diplomáját Vilno-ban, a Báthory István-egyetemen szerezte meg 1936-ban, majd 1939-ben a „Klímatikus változások Európában” című tanulmányával egyetemi doktori címet szerzett.

Már egyetemi hallgató korában, asszisztensként az egyetem meteorológiai obszervatóriumának munkatársa volt. A második világháború idején pedig aktív közreműködője a vilnai egyetemi oktatásnak. A háború után, 1945-ben, a toruni Kopernikusz-egyetem földrajzi tanszékére került, majd 1953-ban a varsói egyetem földrajzi tanszékén



a meteorológia és klimatológia professzorának nevezték ki.

Okolowicz professzor 1953–1959 között a Lengyel Állami Hidrometeorológiai Intézetnek is igazgatója, s így Lengyelország állandó képviselője volt a WMO-ban; ebben az időszakban a WMO kongresszusán, valamint számos technikai bizottságában képviselte a lengyel meteorológiai szolgálatot.

Kiemelkedő tudományos tevékenységét közel 120 publikációja jelzi. Pályája kezdetén geomorfológiai és paleoklimatológiai kérdések felé fordult figyelme. Későbbi tanulmányai a klimatológia különböző problémáival foglalkoztak. Az ilyen természetűek közül kiemelkedik a XIX. nemzetközi földrajzi kongresszuson (Stockholm, 1960) előadott tanulmánya, amely a földrajzi szakirodalom klimatológiai terminológiájában igyekezett megteremtetni a rendet, azt a rendet, amely a tárgyalat kifejezéseknek a földrajzi térségekre vonatkozó taxonóm fogalmakkal való logikus és egyértelmű összekapcsolásán alapszik. E témáról egyébként tanulmánya jelent meg az *Időjárásban* is (1961/4. szám).

Mindamellettt érdeklődésének fő területe Lengyelország éghajlata maradt, ennek keretében különösen országa északkeleti területének éghajlati kérdései foglalkoztatták. Tagja volt a lengyel Nemzeti Atlasz szerkesztő bizottságának; munkatársaival számos éghajlati térképet szerkesztett az atlasz számára.

Több tanulmányt írt az éghajlati térképek szerkesztésének módszertani kérdéseiről. Elgondolásait 1961-ben Budapesten, a II. Kárpátmeteorológiai Konferencián elhangzott előadásában is ismertette. Nem kerülték el figyelmét az éghajlat osztályozásának kérdései sem. 1962-ben a világ éghajlatának új osztályozására, 1966-ban pedig Lengyelország klímájának új típusú felosztására vonatkozólag fej-tette ki elképzeléseit.

W. Okolowicz professzor a vezetése alatt álló tanszéken a lengyel meteorológusok hosszú sorát képezte ki: 23 év alatt tanszékén tizenötven nyertek doktori fokozatot és 125 hallgatója szerezte meg egyetemi képesítését. 1976-ban vonult nyugalomba. Egészségi állapota ekkor már gyengült: éveken át tartó, hosszas betegeskedés után, 1979. szeptember 3-án hunyt el. Eredményes, nemzetközi téren is aktív, tudományos tevékenységére éppúgy, mint szerény, megnyerő egyéniségére, közvetlen emberiségére otthon, s itt nálunk is, más országokban is, sok barátja, pályatársa, volt tanítványa kegyelettel emlékezik vissza.

Kakas J. — J. Paszynski

*

METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS NAPOK '79

A légköri kutatások alapja a megfigyelés és a mérés, az összegyűjtött anyag lehet a kiindulás a kutatásokhoz, ez szolgálhat az elméleti feltételezések igazolására. Az 1979. évi tudományos napokon „Meteorológiai megfigyelések” témakiírással ebben a fontos és alapvető tárgyban hangzott el 22 előadás. A témaválasztáshoz a tárgy fontosságán és időszerűségén túl hozzájárult az is, hogy a „Societas Meteorologica Palatina” megfigyelőhálózata alapításának 200. évfordulója lesz 1980-ban, s ennek magyar vonatkozása, hogy Buda e nyolc állomásból álló hálózat egyik állomása volt.

A Magyar Tudományos Akadémia székházának nagytermében 1979. november 15-16-án tartott előadás-sorozaton Szakály József elnöki megnyitójában is méltatta ez utóbbiakat, s ehhez kapcsolódott Czelnai Rudolf tudománytörténeti tárgyú, Societas Meteorologica Palatina című, bevezető előadása is: Méltatta a 200 évvel ezelőtti „társaság” működését, jelentőségét, az 1780-ban kelt alapítólevél alapján ismertette megalakulásának előzményeit és bemutatta ennek során a Pfalzi Tudományos Akadémia életét.

Ambrózy Pál előadása a hazai meteorológiai megfigyelések kétszáz évéről, szintén történeti tárgyú, bevezető jellegű volt; kiemelte azokat a mérési útmutatásokat, adatgyűjtő és továbbító rendszereket, amelyeket már 100 évvel ezelőtt is rendszeresítettek s Magyarországon még ma is érvényben vannak.

Ezt követően az előadások az alább felsorolt alcímekhez sorolva, logikusan egymást követő négy csoportban hangzottak el:

1. Megfigyelési rendszerek, mérés technika

Kapovits Albert: Az időjárás-megfigyelő alaprendszer helyzete, Götz Gusztáv: Az ARGOS-rendszer és alkalmazása a Globális Időjárás Kísérlet folyamán, Mészáros Ernő — Kőfalvi Jenő: A légköri szén-dioxid koncentráció folyamatos mérése, Major György: A sugárzási skála fejlődése, Ventura Eduárd: A szerveshártya-higrométerek hitelesítése, Simon Antal: A paksi erőmű meteorológiai biztosítása, Wirth Endre — Gulyás Ottó — Györe Simon — Kőhegyi István: Konvektív felhők jégeső-veszélyességének felismerése, Csomor Mihály: A hazai zúzmaramérések eredményei, Kapovits Albert: Időjárás radarhálózat létesítése Magyarországon, Vissy Károly: Országos légköri veszélyjelző és riasztó rendszer, Tanczer Tibor: Meteorológiai megfigyelések műholdakkal és az adatok feldolgozása.

2) A megfigyelések automatizálása

Simon Antal — Mezősi Miklós: A meteorológiai megfigyelések automatizálásának jelen helyzete és várható alakulása, Mezősi Miklós: Automatizált távmérő eszközök és rendszerek a magyar meteorológiai megfigyelő hálózatban, Böjti Béla — Mezősi Miklós — Simon Antal: A balatoni viharjelző-rendszer automatizálásának és korszerűsítésének szükségessége, Galló Vilmos: A szarvasi mérésadatgyűjtő és adatnaplózó berendezés, Lévai István: Az aerológiai megfigyelések automatizálása.

3) Adatfeldolgozás

Szakács Györgyné: A hazai klímatológiai adatfeldolgozás, Faragó Tibor — Triznya József: Éghajlati adatok számítógépes feldolgozása.

4) Tájékoztató, adatszolgáltatás

Szabóné Papp Éva: Megfigyelési adatok szolgáltatása és éghajlati tájékoztató, Barta Bertalan — Bodolai Istvánné — Dunay Sándor — Kerényi Nárcisz — Szalma János: Meteorológiai megfigyelés, előrejelzés és népgazdaság.

Az előadásorozat elérte célját: Tájékoztatta a hazai meteorológus közösséget és az érdeklődőket a kezdeti időktől napjainkig a műszeres meteorológiai mérésekről és megfigyelésekről mind hazai, mind világviszonylatban. Képet adott az e téren végbement hatalmas fejlődésről, amit a technika vívmányai tettek megvalósíthatóvá e tudományterületen.

Lőrincz A.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámolók, illetve adott szakterület időszerű kérdéseit összefoglaló kritikai szemlecek lehetnek. A közlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes sortávolsággal gépelt kéziratok két példányban küldendők be a következő címre: Időjárás Szerkesztősége Budapest, P. 38. 1525

A kéziratokat a szerkesztőbizottság lektoráltatja. A lektor nevét a szerzővel nem közöljük. A kéziratnak a következő formai igényeket kell kielégítenie:

Címreész: Tartalmazza a tanulmány címét, a szerző(k) nevét, munkahelyét és ez utóbbi pontos címét.

Összefoglalás: Külön oldalakon, magyar és angol nyelven, tartalmazza a kutatás célját, módszerét és a kapott eredményeket.

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a, b* stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 59, 65—70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

Ábrák: A kézirat első példányához az ábrákat pausz- vagy mm-papíron, a másodikhoz az eredeti ábrák másolatát kell csatolni. Az ábrák aláírásait külön lapon kell mellékelni. Fényképek fekete-fehér színben, fényes, kontrasztos minőségben nyújthatók be.

Táblázatok: A táblázatokat római számozással, szövegükkel együtt, külön lapon kell mellékelni.

Matematikai formulák és jelölések: A nem latin betűket és kézzel írott jeleket a margón ceruzával írt magyarázattal kell ellátni.

A szerzők megjelent tanulmányukért tiszteletdíjat és térítésmentesen 30 db különnyomatot kapnak. Több különnyomat a szerző költségére a kézirat elküldésével egyidejűleg rendelhető.

The purpose of IDŐJÁRÁS is to publish papers in the field of theoretical and applied meteorology. These may be reports on new results of scientific investigations or critical review articles summarizing current problems in certain subject. Authors may be of any nationality but papers are published only in Hungarian or English. Two copies of the manuscripts, typed with double space, should be sent to the Editorial Office of Időjárás. Address: Budapest, P. O. B. 38, H-1525, Hungary.

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified literary advisers.

The manuscript should meet the following formal requirements:

Title: Should contain the title of the paper, the name(s) of the author(s) with indication of the name and address of employment.

Abstract: Should contain the aim, method and conclusions of the scientific investigation on a separate page.

References: The Text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or if the name of the author cannot be fitted into the text: (*Róna*, 1909); in case of two authors: *Gamow and Cleveland* (1973); there are more than two authors: *Bacsó: et al* (1953). When referring to several papers published in the same year by the same author, the year of publication should be followed by letters *a, b* etc. At the end of the paper the list of references should be arranged alphabetically. For an article: the name(s) of author(s), year, title of article, name of journal, volume number, pages. E. g. *Dési, F.* 1955: Current problems of meteorological research. *Időjárás* 59, 65—70. For a book: the name(s) of author(s), year, title of book, publisher, place of publication. E. g. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

Figures: Should be prepared entirely in black India ink upon transparent paper and be attached to the first copy of the manuscript; a copy of the original figures should be attached to the second manuscript copy. The legends of figures should be given on a separate sheet. Photographs of good quality may be provided in black and white.

Tables: Should be marked by Roman numbers and provided on separate sheets together with relevant captions.

Mathematical formulas and symbols: Non-Latin letters and hand-written marks should be explained by making marginal notes in pencil.

Authors are receiving 30 free reprints free of charge. Additional reprints may be ordered at the authors expense when submitting the manuscript.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024

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

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

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



Athenaeum Nyomda, 79.2904 Budapest — Íves magasnyomás

Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

Előfizetés: 1 évre 180 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi osztályán,
Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024. Levélcím Budapest, Pf. 38. 1525. Megjelenik kéthavonként. Egyes szám ára: 30 Ft

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329